

**Міністерство освіти і науки України
Кіровоградський національний технічний університет**

**Кафедра «Екологія і охорона
навколишнього середовища»**

ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ

**Методичні вказівки
для виконання лабораторних робіт для студентів денної і заочної форм навчання напрямку
6.040106 – екологія і охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування
(за вимогами кредитно-транспортної системи)**

Кіровоград-2015

**Міністерство освіти і науки України
Кіровоградський національний технічний університет**

**Кафедра «Екологія і охорона
навколишнього середовища»**

ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ

**Методичні вказівки
для виконання лабораторних робіт для студентів денної і заочної форм навчання напрямку
6.040106 – екологія і охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування
(за вимогами кредитно-транспортної системи)**

Затверджено
на засіданні кафедри
протокол №
від 2015 р.

Геологія з основами геоморфології. Методичні вказівки для виконання лабораторних робіт для студентів денної і заочної форм навчання напрямку 6.040106 – екологія і охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування (за вимогами кредитно-транспортної системи)/ Укл. Мартиненко А.П., Мартиненко В.Г.- Кіровоград: КНТУ, 2015.- 66с.

Рецензент: к.с-г.н., доц. Коломієць Л.В.

Практикум охоплює найбільш важливі для студентів вищих навчальних закладів III-IV рівня акредитації розділи геології, геоморфології, геохімії. Кожен розділ містить короткий теоретичний вступ, практичні і демонстраційні досліди, лабораторні роботи, приклади розв'язання задач та питання для самоперевірки. Лабораторний практикум для студентів екологічного напрямку навчання дає їм можливість докладніше ознайомитися з різними методами досліджень природного матеріалу. Практикум відповідає програмі курсу.

@ Геологія з основами геоморфології.
Методичні вказівки для виконання
лабораторних робіт / Мартиненко А.П.,
Мартиненко В.Г., 2015
@КНТУ, Комп'ютерна верстка, 2015

ЗМІСТ

Вступ.....	5
Лабораторні роботи	
1. Мінеральний склад Землі. Основні породо- і рудотвірні мінерали. Фізичні властивості мінералів.....	5
2. Якісне хімічне визначення мінералів	20
3. Таблиці головних породотвірних і рудних мінералів. Порядок користування визначником мінералів. Схема визначення мінералу.....	25
4. Гірські породи та їх класифікація.....	27
5. Основні етапи геологічного розвитку Землі та її рельєфу. Форми збереження організмів у викопному стані.....	37
6. Методи дослідження та графічного моделювання геологічної будови та рельєфу окремих об'єктів земної кори.....	45
7. Гіпотези про формування і розвиток земної кори. Геоморфологічний етап розвитку Землі.....	57
Список літератури.....	66

Вступ

Курс Геологія з основами геоморфології ставить за мету дати студентам сучасні знання про склад, будову та історію розвитку Землі, закономірності й послідовність утворення гірських порід, родовищ корисних копалин, зміну фізико-географічних умов та історію органічного життя на Землі.

Метою курсу є опанування студентами теоретичних уявлень сучасної геологічної науки, а також надбання практичних навичок по визначенню мінералів, гірських порід, умов їх утворення, залягання та розповсюдження в залежності від будови земної кори.

На базі широкого розгляду ендегенної та екзогенної геодинаміки студент знайомиться з досягненнями теоретичної і практичної геології і геоморфології при вирішенні проблем раціонального і комплексного використання мінеральних ресурсів. Набуті знання в майбутньому він може застосувати при раціональному використанні природних ресурсів, охороні надр і природного середовища.

Основне завдання вивчення курсу "Геологія з основами геоморфології" – це надбання студентами теоретичних знань з фундаментальних дисциплін, а також вироблення навичок роботи з мінералами, гірськими породами, основними методами геологічних і геоморфологічних досліджень. Курс "Геологія з основами геоморфології" є однією з основних дисциплін циклу наук про Землю, яка вивчає її в цілому, а також внутрішню будову і особливості розвитку, закономірності формування рельєфу та розміщення корисних копалин в ній. Одночасно вивчається динаміка процесів, які мали місце у глибокій давнині та проходять зараз на Землі, в атмосфері, гідросфері і біосфері. Цей курс поглиблює загальну теоретичну і геологічну підготовку спеціалістів, сприяє загальному формуванню інженерів-екологів.

Мета лабораторних робіт: формування на конкретному навчальному матеріалі умінь порівнювати, виділяти у вивченому суттєве, встановлювати причинно-наслідкові зв'язки, робити узагальнення, зв'язно і доказово викладати навчальний матеріал, самостійно застосовувати, поповнювати і систематизувати знання

ЛАБОРАТОРНА РОБОТА №1 МІНЕРАЛЬНИЙ СКЛАД ЗЕМЛІ. ОСНОВНІ ПОРОДО - І РУДОТВОРНІ МІНЕРАЛИ

Теоретична частина

Важливою властивістю космічної речовини є її схильність до самоорганізації, тобто до поєднання у певних пропорціях. Космічна речовина Всесвіту, незалежно від умов її існування, постійно з'єднується у певних комбінаціях, утворюючи як механічні скупчення, так і різноманітні хімічні сполуки. Яскравим прикладом цього універсального закону природи є формування в нашій Сонячній системі і на Землі цілої гами природних хімічних сполук, які одержали назву мінералів.

Мінерал - це фізично- та хімічно- ідеалізоване тверде тіло, відносно однорідне за складом і властивостями, яке є продуктом природних фізико-хімічних процесів, що протікають на поверхні і в надрах Землі, Місяця та інших планет. Мінерали є складовою частиною гірських порід, руд, метеоритів.

Мінеральний індивід - мономінеральне тіло обмеженого простягання, відокремлене від сусідніх подібних тіл безперервними розділами, замкнутими в просторі.

Мінеральні індивіди одного складу утворюють **мономінеральний агрегат** в результаті зростання.

Поняття "мінерал" вживається в різних значеннях: воно може відноситися до мінерального виду, різновидності, індивіду і мономінерального агрегату.

Самостійну назву одержують як мінеральні види, так і різновиди. Однак відкриттям нового мінералу вважається тільки відкриття нового мінерального виду. Називають мінерал

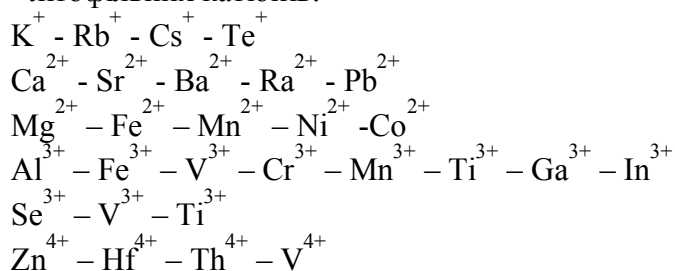
за місцем першого виявлення, на честь великих вчених і геологів, відомих колекціонерів, космонавтів тощо.

До складу мінералів входять всі стабільні та довгоживучі ізотопи елементів періодичної системи Д.І.Менделєєва, за винятком інертних газів. За типом хімічних сполук мінерали поділяються на: прості речовини, що рідко зустрічаються (самородні елементи); складні (бінарні оксиди, галогеніди, сульфідні) і складні сполуки (три- і багатокомпонентні, силікати, складні оксиди, гідрооксиди та кислотні сполуки, а також складні сульфідні тощо). Склад мінералу виражається його хімічною формулою - емпіричною, напівемпіричною, кристалохімічною. При вивченні хімічного складу мінералів та їх кристалічних особливостей значна роль відводиться явищам ізоморфізму.

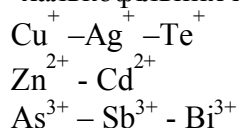
Ізоморфізм - це здатність кристалічних речовин, аналогічних за хімічним складом і внутрішньокристалічною формою, давати змішані кристали або подібність форм на основі подібності атомів.

Ізовалентний ізоморфізм характерний для:

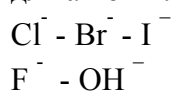
- літофільних катіонів:



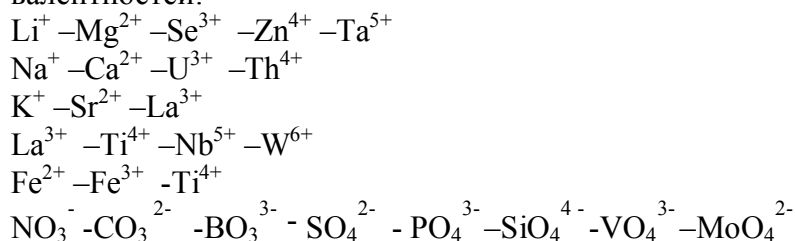
-халькофільних катіонів:



для аніонів:



Гетеровалентний ізоморфізм спостерігається, коли заміщуються іони різних валентностей:



Можливість ізоморфного заміщення залежить від внутрішніх і зовнішніх факторів. Внутрішні визначаються властивостями елементів (іонів). Розглянемо послідовний вплив цих факторів, відмітивши, що жоден із них не є достатнім, але практично усі вони необхідні.

Електростатичний баланс сполуки не повинен змінюватися в результаті ізоморфного заміщення. Виконання цієї вимоги при ізовалентному ізоморфізмі обумовлене заміщенням іонів різної валентності, наприклад ($Zn^{2+} - Cd^{2+}$) (в сфалериті). При гетеровалентному ізоморфізмі збереження балансу можливе наступними шляхами:

- відбувається заміщення не одного, а декількох елементів; кількість заміщених іонів дорівнює кількості заміщуваних іонів при рівності суми їх валентностей. Прикладом такого заміщення може бути ізоморфне заміщення в плагіоклазах ($(Ca^{2+} \text{ і } Al^{3+}) - (Si^{4+} \text{ і } Na^+)$);
- кількість заміщених і заміщуваних іонів відрізняється при збереженні електростатичного балансу решітки. Це можливо у двох випадках: коли у решітці є вакантне місце або коли у ній в процесі ізоморфного заміщення утворюється вакантне місце. Однак, число вакантних місць не може бути великим, що вносить кількісні обмеження в ізоморфізм. Прикладом може бути заміщення кремнію алюмінієм і натрієм, який займає вакантне місце: $Si^{4+} - Al^{3+} \text{ і } Na^+$;
- заміщений і заміщуваний іони повинні мати приблизно однакові радіуси. Для встановлення ролі цього фактору різницю величин іонних радіусів виражають у % до величини більшого: $\Delta R = 100\%(R_1 -$

R_2/R_1 . Перші дані, отримані В.М.Гольдшмідтом, показали, що ця величина не перевищує 15%. Пізніше було встановлено, що ізоморфізм, який відбувається при високих температурах, можливий в окремих випадках при різниці 40%. Та більшість таких сумішей при зниженні температури розпадається з утворенням в мінералі-господарі мікрровключень. Цей фактор, як і більшість інших, не є достатнім; відомі численні пари елементів, які мають аналогічні іонні радіуси, але не утворюють ізоморфні суміші ($\text{Na, Cu} \rightarrow \text{Ri}$ ($r=0,098$ нм); $\text{Sc, Zn} \rightarrow \text{Ri}$ ($r=0,083$ нм));

- заміщений і заміщуваний іони характеризуються близьким значенням енергетичного коефіцієнту (ЕК), при цьому часто у заміщуваного іону ЕК більший. Таке явище, яке дає «енергетичну вигідність» кристалічній решітці, А.Е.Ферсман назвав полярним ізоморфізмом;
- взаємозаміщувані іони повинні володіти подібними поляризаційними властивостями;
- ізоморфні заміщення можливі між іонами з близькими величинами потенціалів іонізації. Так як така близькість визначається по Л. Аренсу індексом аніонної спорідненості, то вважають, що ізоморфізм звичайний для пар іонів з індексом меншим 1,2;
- ізоморфне заміщення можливе між іонами з близькими величинами електронегативності, а перевагу у побудові кристалічної решітки має іон з меншою величиною електронегативності;
- при ізоморфному заміщенні не повинен порушуватися тип хімічного зв'язку між елементами в кристалічній решітці.

Серед зовнішніх факторів впливу на ізоморфізм потрібно виділити температуру, тиск, концентрацію речовин в середовищі перебігу процесу. Підвищення тиску сприяє ізоморфізму, що відбувається зі збільшенням координаційного числа. Найбільш детально вивчений вплив на ізоморфізм температури: з її підвищенням зростає ступінь змішуваності речовин. Іони, які не заміщували один одного в решітках мінералів при низьких температурах, при високих утворюють ізоморфні суміші. Так, в силівні вулканічного походження у вигляді ізоморфної домішки зустрічається натрій, хоча в умовах гіпергенезу ізоморфне заміщення натрію калієм не зустрічається. Це дозволило сказати О.І. Перельману: «Магматизм - основна область прояву ізоморфізму в земній корі». До цього слід додати, що великою ізоморфною ємністю володіють породотвірні мінерали основних порід, за ними – кислих. Значну кількість рідкісних елементів, які ізоморфно впроваджуються в мінерали при їх підвищеній концентрації, мають лужні породи.

В умовах біосфери кількість хімічних елементів, які ізоморфно заміщують один одного, менша, ніж в глибинних шарах земної кори. Особливо добре це помітно у рядах ізоморфізму Вернадського:

<u>Al Fe Cr Mn</u> Ti B V II	W Mo	<u>Ca Mg Mn</u> II, III
----- III		
<u>Ba Ca Sr Pb</u> II	Ge Sn	<u>O F OH</u> III
<u>Br I Cl F OH</u> II, III	<u>Mg Mn Fe Zn Be Cd Cu Ni Co</u> II, III	<u>Co Fe Ni</u> II
<u>V P As Sb</u>	<u>Au Ag Hg Cu Pb Tl</u> II, III	<u>Si Ti Zr Mn Th</u> II, III
<u>Bi Sb As</u> II, III	<u>Pt Fe Pd Ir Rh Cu</u> III	<u>Nb Ta</u>
<u>NH₄ K Na Cs Rb Tl Li H</u> II, III	<u>Cs Ru Rh Ir</u> III	<u>S Se Te</u> II, III

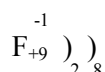
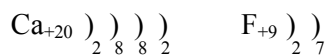
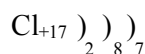
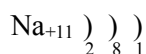
Примітка: жирним виділені елементи кори вивітрювання; _____: II- виділені хімічні елементи області метаморфізму (висока температура і середній тиск); III- хімічні елементи області магматизму (високі температури і тиск)

За В.М. Гольдшмідтом ізоморфні заміщення можливі, коли радіуси іонів і атомів відрізняються не більше, ніж на 15% (від іону меншого радіуса). При температурах близьких до температури правлення мінералів, ця величина досягає 30%, тобто ізоморфна сумісність зростає з підвищенням температури. Ізоморфізм зростає також, якщо кількість заміщувачого іону надзвичайно мала (сліди).

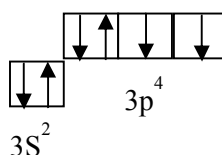
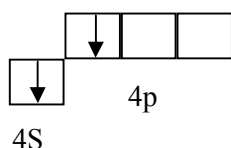
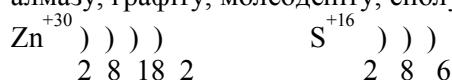
Близькість іонних і атомних радіусів – не єдина умова ізоморфізму. Необхідна також хімічна індиферентність. Так Zn^{+2} і Mg^{+2} , Fe^{+2} і Si^{+4} і Al^{+3} , Na^{+} і Ca^{+2} не утворюють між собою хімічних сполук і в мінералах вони ізоморфні; Au і Al, не дивлячись на майже однакові атомні радіуси (0,144 і 0,143 нм) і ізоstrukturність (кубічна гранецентрована структура типу міді), не ізоморфні, оскільки хімічно не індиферентні (утворюють AuAl_2). Ga^{3+} і As^{3+} мають близькі радіуси (0,062 і 0,058), однак не ізоморфні в іонних кристалах, оскільки утворюють іонгомеополярні сполуки типу GaAs.

Для ізоморфізму потрібно, щоб замішувані атоми мали подібну природу міжатомного зв'язку. Так, NaCl (галіт) і PbS (галеніт) кристалізуються в кубічній решітці. Орбітальні радіуси Pb і Na, Cl і S близькі, але ізоморфізму немає, оскільки в NaCl хімічний зв'язок іонний, а в PbS - ковалентний.

Іонний реалізується при переході електронів від атома одного елементу до атома іншого. Раніше вважали, що іонний зв'язок проявляється тоді, коли атом приймає конфігурацію зовнішньої оболонки інертного газу.



Іонний зв'язок має місце в боратах, германатах, ортосилікатах, піроксенатах, амфіболах, слюдах, польових шпатах, цеолітах, гіпсі, мінералах однієї або декількох електронних пар. Характерний для алмазу, графіту, молебденіту, сполук металів Б підгруп з сіркою та фосфором.



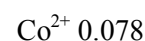
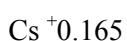
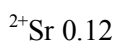
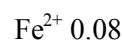
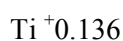
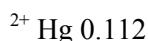
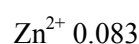
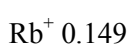
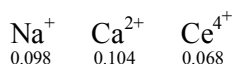
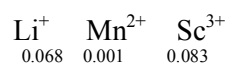
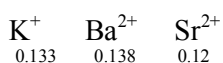
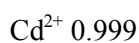
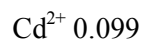
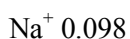
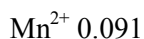
Для визначення типу зв'язку в мінералах користуються величиною електронегативності (ЕН):

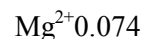
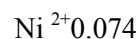
- Елементи, що мають значну різницю в ЕН утворюють іонний зв'язок:
 $\text{ЕН}(\text{Na}) = 502$ $\text{ЕН}(\text{Cl}) = 1925 \text{ кДж/моль}$
- Елементи з близькою електронегативністю – ковалентний:
 $\text{ЕН}(\text{Pb}) = 733$ $\text{ЕН}(\text{S}) = 1571$
 $\text{ЕН}(\text{Cu}) = 984$
 $\text{ЕН}(\text{Zn}) = 858$
- Атоми з рівною величиною ЕН утворюють ковалентний неполярний зв'язок (алмаз).
- Близькі, але не великі значення ЕН приводять до утворення металічного зв'язку.

За Гольдшмідтом ізоморфізм можливий і в таких випадках:

- Якщо у обох сполук сума зарядів атомів, що входять в їх склад, і розподіл зарядів однакові:
 $\text{Sr}^{+2} \text{S}^{+6} \text{O}_4^{-2} \quad \text{Ra}^{+2} \text{S}^{+6} \text{O}_4^{-2}$
- Якщо у обох сполук сума зарядів атомів, що входять в їх склад, однакова, але розподіл різний:
 $\text{Sr}^{+2} \text{S}^{+6} \text{O}_4^{-2} \quad \text{K}^{+1} \text{Cl}^{+7} \text{O}_4^{-2}$
- Якщо сума зарядів атомів, що входять в склад обох сполук, різна, але число атомів однакове:
 $\text{Ti}^{+4} \text{O}_2^{-2} \quad \text{Mg}^{+2} \text{F}_2^{-1}$
- Іон меншого розміру заміщує іон більшого розміру, іон з більш високим зарядом заміщує іон з меншим зарядом ($\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Na}^{+}$)

Це явище полярного ізоморфізму О.Е.Ферсман пояснив з енергетичної позиції: впровадження в кристал іону більш високої валентності малого радіусу енергетично вигідне, оскільки супроводжується значним виділенням Е, підвищує енергію решітки. О.Е.Ферсман запропонував зірки ізоморфізму:





Для морфотропної серії AX характерні такі типи кристалічних решіток:

Структура CsCl ($Kr = 8$; решітка об'ємно центрована кубічна) → Структура NaCl (галіту) ($Kr = 6$; проста кубічна) → Структура NiAs (нікеліну) і ZnS (в'юрциту) → Структура ZnS (сфалтериту) ($Kr = 4$ тетраедрична) → Структуру алмазу молекулярна.

Так, структуру типу галіту має осборніт (TiN). Решітку сфалериту мають оксиди берилію і цинку; сульфід, селікід, телуриди берилію, кадмію, ртуті.

Для морфотропної серії AU_2 характерні такі типи кристалічних решіток:

Структура CaF_2 (флюориту) ($Kr=8$; об'ємно-центрована кубічна) → Структура TiO_2 (рутилу) ($Kr=6$; кубічна) → Структура SiO_2 (кварцу) ($Kr=4$; тетрагональна) → Структура CO_2 ($Kr=2$; молекулярна)

Для морфотропної серії ABX_3 відомі наступні типи кристалічних решіток:

Структура корунду (Al_2O_3) ($Kr=4$; тетрагональна) → Структура кальциту ($CaCO_3$) ($Kr=2$; молекулярна) → Структура перовскиту ($CaTiO_3$) ($Kr=1$; каркасова).

Заважає виявленню меж ізоморфізму в природних мінералах існування не структурних (не ізоморфних) домішок. Вони знаходяться в дефектах кристалічних решіток кристалохімічно чужих іонів або їх сполук. Такі домішки, на відміну від ізоморфних, легко вимиваються з мінералу спеціальними розчинниками, не руйнуючи кристалічну решітку мінералу – господаря. Наприклад, уран ізоморфно не заміщує Na в польовому шпаті, а лише розташовується в дефектах його решітки. $(NH_4)_2CO_3$, який не діє на польовий шпат, може добути до 60-70% з дефектів решітки U, якщо він знаходять навіть в 0,001%.

Виділяють також клас ізоструктурних сполук. Це ті, які мають однакову кристалічну решітку, але не можуть взаємно заміщувати один-одного в мінералах.

Наприклад, KCl та PbS мають однакову формулу AX, однакову кристалічну решітку, і навіть близькі відстані між атомами, але ізоморфне заміщення не характерне.

Для структурних сполук вводять поняття морфотропія. Це послідовна зміна одних типів кристалічних решіток іншим в межах одного типу хімічних сполук AX, AX_2 в залежності від зміни відношення радіуса аніона і від поляризації.

В основу сучасного вчення про внутрішню будову кристалічних тіл покладено вчення про 14 типів комірок Браве - закономірно розміщених в просторі точок у вигляді правильних паралелепіпедів з певними лінійними (a,b,c) і кутовими (α, β, γ) параметрами, у вершинах або інших місцях яких розміщуються атоми, іони або молекули.

В природних умовах в результаті різноманітних геологічних процесів формуються мінерали у вигляді твердих і рідких тіл. При цьому, більшість мінералів у земній корі знаходиться у твердому стані. Рідкі мінерали зустрічаються значно рідше, за винятком води, яка вважається мінералом та вкриває значну частину поверхні земної кулі.

Серед твердих мінералів за внутрішньою будовою виділяють **кристалічні** та **аморфні**.

До кристалічних належать мінерали, в яких фізичні властивості в усіх напрямках різні. Це такі властивості, як твердість, швидкість поширення тепла і світла та ін. Кристалічність твердих мінералів яскраво проявляється в умовах їх вільного росту. В результаті утворюються геометричні тіла, ограничені різноманітними за формою та розміром гранями. Такі багатогранники називають **кристалами**.

До аморфних належать мінеральні тіла, фізичні властивості яких в усіх напрямках однакові. Аморфність твердих мінералів яскраво проявляється в процесі їх росту. Вони ростуть в усі сторони з однаковою швидкістю, в результаті чого утворюється кулеподібне тіло. Такі елементи огранення, як грані, ребра та вершини, в них відсутні.

Визначальним фактором кристалічності мінералів є їх внутрішня будова, тобто характер розташування атомів, іонів або молекул у просторі. В кристалічних мінералах атоми, іони або молекули, що їх складають, розташовуються строго закономірно. Тому відстані між окремими структурними вузлами в різних напрямках постійні. В аморфних мінералах подібні структури відсутні, а відстані між атомами, іонами або молекулами можуть бути різними.

Кристалічні багатогранники мінералів характеризуються розвитком на них відповідних граней, ребер і вершин.

Грані в ідеальному вигляді являють собою рівні площини різноманітних форм і розмірів.

Ребра - прямі лінії, які утворюються на перетині двох граней.

Вершини - місця перетину ребер.

Між гранями, ребрами і вершинами існує певна кількісна залежність, відома під назвою **закону Ейлера-Декарта**. В математичному виразі цей закон виглядає наступним чином:

$$\Sigma \text{ граней} + \Sigma \text{ вершин} = \Sigma \text{ ребер} + 2.$$

На реальних кристалах грані, ребра і вершини дуже часто ускладнені різноманітними дислокаціями, які набувають викривленої, випуклої або ввігнутої форм. В таких випадках рекомендується умовно доповнити відсутні або продовжити слабо розвинуті грані чи ребра, провести їх підрахунок і встановити між ними відповідний зв'язок (згідно з законом Ейлера-Декарта).

Важливою ознакою кристалічних багатогранних мінералів є їх **симетрія**.

Симетрією називається властивість геометричних фігур повторювати свої аналогічні частини певне число разів.

Симетрія кристалічних багатогранників визначається за допомогою так званих **елементів симетрії**: центра інверсії (C), осей симетрії (L) і площин симетрії (P) (рис. 1).

Центром інверсії називається точка в середині кристалу, при проведенні через яку умовної прямої, по обидві сторони від неї на однакових відстанях будуть знаходитись аналогічні частини фігури.

Віссю симетрії називається пряма, при обертанні навколо якої на 360^0 , частини кристалу повторюються ціле число разів. При цьому, частини кристалу розташовані так, що при їх обертанні навколо осі на деякий кут, кристал в просторі займає таке ж положення, яке було раніше, тільки на місці одних частин розташовуються інші, повністю аналогічні їм.

Площина симетрії - це площина, яка ділить кристал на дві рівнозначні дзеркально відображені частини.

Всі кристали в залежності від комбінацій елементів симетрії поділяють на відповідні класи (сингонії). В ідеальних умовах вільного росту кристали утворюють добре огранені багатогранники з різною кількістю граней. За зовнішнім виглядом вони діляться на дві групи: 1) кристали, огранені однаковими за формою і розміром гранями; 2) кристали, огранені різними за формою і розміром гранями. Кристали першої групи називаються **простими формами**, кристали другої групи - **комбінаціями**.

Для кристалів встановлено 47 основних простих форм. Кількість комбінацій значно більша і визначається кристалографічною формулою кристалу та його приналежністю до певної сингонії.

В природних умовах під час росту мінерали дуже рідко формуються у вигляді ідеальних кристалічних багатогранників. Пов'язано це з тим, що в більшості випадків умови їх росту не відповідають тим умовам, завдяки яким можуть формуватися кристали мінералів ідеального геометричного огранення.

На формування кристалів впливають наступні фактори: перепади температур і тисків мінерального середовища, нерівномірність живлення кристалів мінералів при їх рості, попадання хімічних і мінеральних домішок в кристалотворне середовище та ряд інших факторів. В свою чергу це призводить до того, що кристали мінералів формуються у вигляді різних викривлених і недорозвинених форм чи незакономірних і закономірних зростань. В кінцевому результаті, закладаються ті типоморфні ознаки, які дають змогу відтворити і первинні термодинамічні умови мінералотворного середовища, в якому сформувалися кристали. Цей висновок повністю стосується і аморфних мінералів.

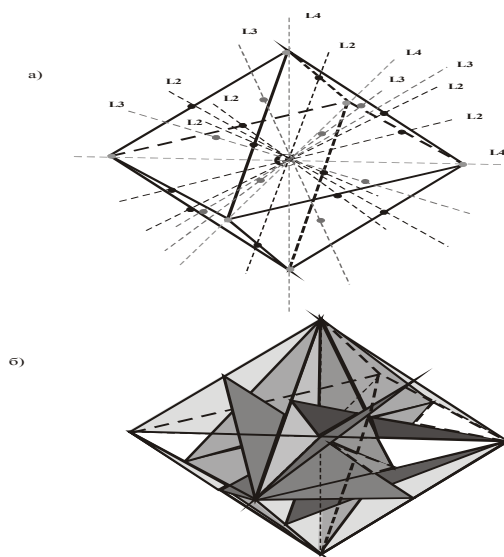


Рисунок 1- Елементи симетрії октаедра

а – осі симетрії; б – площини симетрії

За зовнішньою формою серед мінеральних індивідів виділяють три основні габітусні типи: ізометричний, видовжений і сплюснутий (рис. 2).

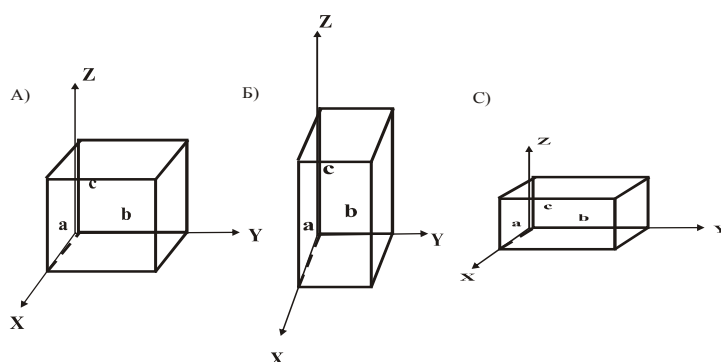


Рисунок 2- Типи габітусу мінеральних індивідів

а - ізометричний; б - видовжений; с - сплюснутий

До **ізометричного типу** габітусу належать кристали, які розвинені в трьох напрямках однаково, тобто в яких $a = b = c$.

До **видовженого типу** габітусу належать кристалічні індивіди мінералів, які витягнуті в одному напрямі, тобто ті, в яких $a = b < c$.

До **сплюснутого типу** габітусу належать кристалічні індивіди, в яких розвиток відбувся в двох напрямках, тобто $a = b > c$.

За ступенем складності усі види симетрії групуються у сім сингоній. Сингонії об'єднують у три категорії: вищу, середню і нижчу. Для віднесення кристала до певної сингонії необхідно визначити усі його елементи симетрії, записати їх у вигляді формули і скористатися табл. 1, у якій наведено необхідний мінімум елементів симетрії для кожної сингонії.

Таблиця 1- Кристалічні сингонії

Категорія	Сингонія	Мінімум елементів симетрії
Вища	Кубічна	$4L_3$
Середня	Гексагональна	L_6
	Тетрагональна	L_4
	Тригональна	L_3
Нижча	Ромбічна	$3L_2$
	Моноклінна	L_2, P
	Триклінна	Немає елементів симетрії або є лише C

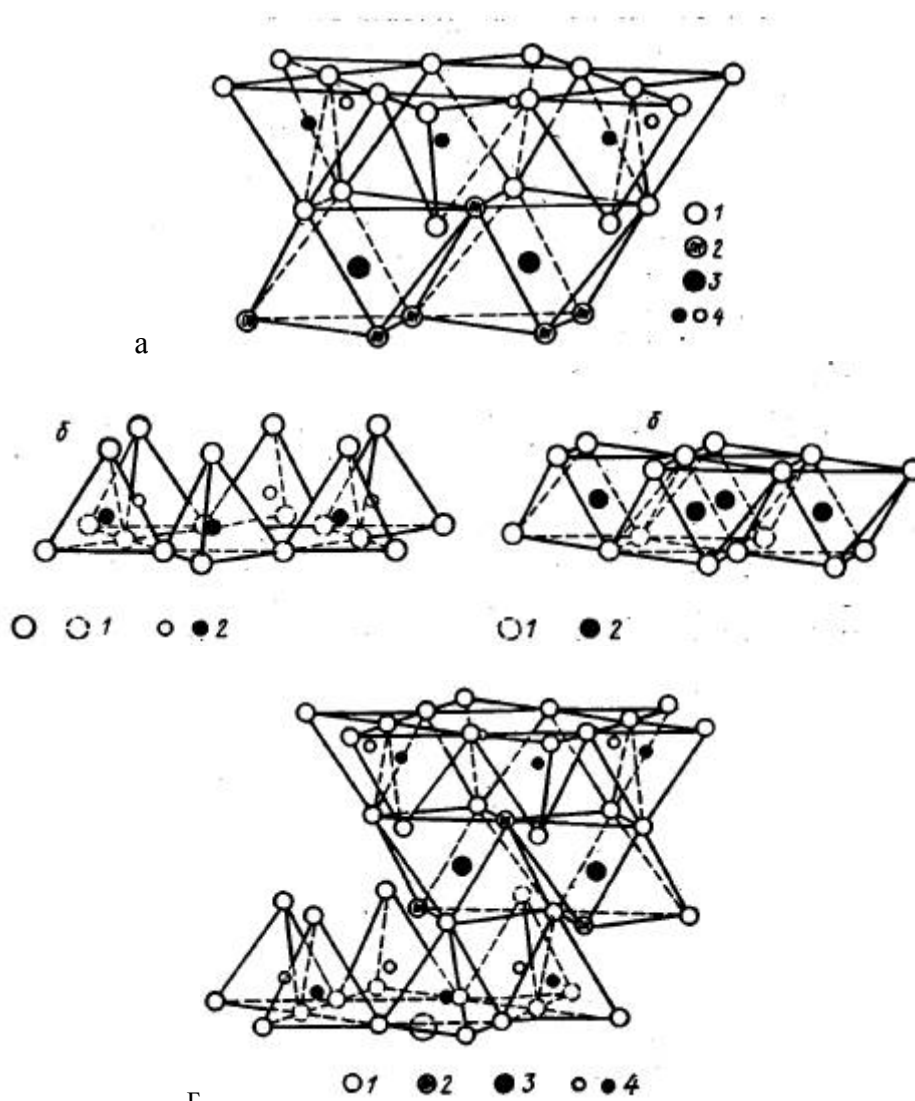


Рисунок 3- Типи сингоній кристалів:

а- тетраедрично – октаедрична двошарова структура каоліну (1-кисень; 2- гідроксил; 3- алюміній; 4-кремній); б-гексагональна кремнекиснева (1-кисень; 2- кремній); в- октаедрична (1-гідроксил; 2-алюміній, магній); тетраедрична сітка слюди (1-кисень; 2- гідроксил; 3-алюміній; 4- кремній)

В природних умовах під час мінералоутворення ідеально утворені кристалічні індивіди мінералів зустрічаються рідко. В більшості це **мінеральні агрегати**, тобто зростання двох і більше кристалічних індивідів. Серед них за характером зростання виділяють закономірно і незакономірно зрощені.

Серед **незакономірних зрощань** виділяють: зернисті і землисті агрегати, друзи, конкреції, секреції, ооліти, сфероліти, сталактити, сталагміти та ряд інших (рис. 4).

Зернисті агрегати за мінеральним складом поділяють на мономінеральні і полімінеральні. Мономінеральні складені кристалічними індивідами одного мінерального виду. Полімінеральні складені кристалічними індивідами декількох мінеральних видів.

Землисті агрегати мінералів переважно являють собою розсипчасті або слабкозцементовані скупчення кристалічних індивідів, які утворилися в певних умовах кристалогенезу. Прикладом можуть бути виділення дрібних кристаликів самородної сірки.

Друзи - скупчення кристалічних індивідів, які мають спільну основу зростання.

Конкреції - це утворення кристалічних агрегатів з радіально-променевою будовою, близькі за формою до кулеподібних, в яких ріст кристалічних індивідів відбувався від центру до периферії.

Секреції - пустотілі порожнини, стінки яких виводнені кристалічними індивідами, ріст яких відбувався від периферії до центру.

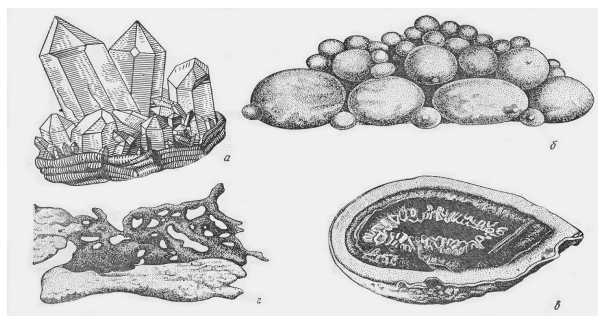


Рисунок 4 – Форми мінеральних агрегатів
а – друза кристалів; б – кулеподібні конкреції фосфоритів; в – секреції кварцу і халцедону; г – дендрит самородної міді

Ооліти - це кулькоподібні утворення радіально-променевої будови, що складені монокристалічними голчастими індивідами, ріст яких проходив від центру до периферії як одноактний процес мінералоутворення.

Сфероліти на відміну від оолітів мають концентрично-зональну будову. При цьому, кожний шар луски відповідає окремій стадії кристалогенезу і має радіально-променеву будову. Наростання кожної луски супроводжується певною перервою у часі. Розміри сферолітів не перевищують 1 см в діаметрі.

Сталактити - бурулькоподібні натічні утворення, формування яких відбувається в пустотах різної величини та склепінні печер за рахунок відкладання матеріалу підземними водами, що стікають вниз. Ріст сталактитів відбувається від склепіння вниз, аналогічно льодовиковим бурулькам (рис.5).

Сталагміти - це утворення, які формуються на підлозі печер в результаті розкристалізації мінеральних розчинів, що скапують з верхньої частини печер (рис.4). Сталагміти ростуть знизу вверх, назустріч сталактитам.

Сталагміти – це:

А- утворення, які формуються на підлозі печер в результаті розкристалізації мінеральних розчинів, що скапують з верхньої частини печер

Б- бурулькоподібні натічні утворення, формування яких відбувається в пустотах різної величини та склепінні печер за рахунок відкладання матеріалу підземними водами, що стікають вниз

В- шар луски, що відповідає окремій стадії кристалогенезу і має радіально-променеву будову

Г- кулькоподібні утворення радіально-променевої будови, що складені монокристалічними голчастими індивідами, ріст яких проходив від центру до периферії як одноактний процес мінералоутворення

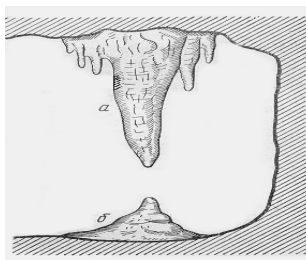


Рисунок 5 – Натічні форми: а – сталактит; б - сталагміт

При з'єднанні сталактитів і сталагмітів утворюються печерні колони, які отримали назву **сталагнатів**. Їх висота досягає іноді десятків метрів. Внутрішня будова сталагнатів, характер їх поверхні аналогічні сталактитам і сталагмітам.

Кожен з відомих мінералів характеризується певними фізичними властивостями. Головними з них є: густина, твердість, крихкість, пластичність, спайність, злам, забарвлення, блиск, прозорість, світлозаломлення, теплові властивості (теплове розширення, теплові перетворення), електропровідність, піроелектрика, п'єзоелектрика, магнітність, радіоактивність та ін. На основі цих властивостей мінерали поділяються на класи.

Мінерали, що складають гірські породи земної кори, а також місячні породи і породи метеоритів, називаються основними породо- і рудотворними мінералами. Більша частина породотворних мінералів належить до класу силікатів, карбонатів, оксидів, хлоридів і сульфатів. За процентним відношенням в породі виділяють головні (основні) породотворні мінерали (понад 10%), другорядні (1-10%) і акцесорні (менше 1%). Найбільш розповсюдженими породотворними мінералами є кварц, польові шпати, слюди, амфіболіти, піроксени, олівін, глинисті мінерали тощо.

За кольором розрізняють породотворні мінерали: світлі - кварц, польові шпати, фельдшпатоїди та інші; темноколірні - біотит, амфіболи, піроксени, олівін та інші. За складом головних породотворних мінералів виділяють: силікатні, карбонатні і галогенні гірські породи. За парагенезом породотворних мінералів виділяють різні типи гірських порід. Породотворні мінерали, які визначають найменування породи, називаються **кардинальними** (наприклад, кварц, мікроклін, олігоклаз в гранатах).

Всі мінерали групуються в 6 типів, кожний з яких за характером кислоти поділяють на відповідні класи.

Самородними елементами називається клас мінералів, хімічний склад яких відповідає хімічним елементам. Цей клас утворює самостійний тип. Серед самородних елементів розрізняють близько 80 мінералів, які представлені самородними металами, напівметалами і неметалами. Серед металів найбільше розповсюджені: Си, Ау, Аg, Рt та платиноїди. Рідше зустрічаються самородні Вi, Sn, Hg. Досить рідкісні Pl, Zn, In. Відкрито також самородні Al, Cr, Cd, Co.

Тип сульфідів – це природні сірчані сполуки металів та деяких неметалів, які в хімічному відношенні розглядаються як солі сірководневої кислоти (H_2S). Головними елементами, які утворюють сульфідів, є: Fe, Zn, Си, Мо, Аg, Hg, Рb, Вi, Ni, Со, Мп, V, Ga, Ge, As, Sb. До типу сульфідів належать похідні H_2S , H_2Se , H_2Te . Серед них виділяють два класи: **клас моносульфідів** - галеніт, сфалерит, кіновар, піротин, пірит, марказит, молібденіт; **клас полісульфідів** - халькопірит, арсенопірит.

Тип оксидів і гідрооксидів – це клас мінералів представлений хімічними сполуками кисню з різними хімічними елементами, що нараховує близько 300 мінеральних видів. Найбільше розповсюджені природні оксиди Si, Fe, Mn, Al, меншою мірою - Си, U. Утворення природних оксидів пов'язане з різними геологічними процесами - ендегенними, екзогенними, метаморфічними. Важливе практичне значення природних оксидів визначається тим, що до них належать важливі рудні мінерали. Наприклад: магнетит, гематит, піролюзит, каситерит, ільменіт, рутил та інші мінерали, а також кварц, корунд, рубін, сапфір, ювелірні різновидності хризоберилу.

Тип солей кисневих кислот. До цього типу належить переважна більшість відомих мінералів земної кори, які залежно від кислоти (за рахунок якої вони утворились) поділяються на такі класи:

- 1) клас силікатів - олівін, гранати, циркон, топаз, каолінит, ніфелін;
- 2) клас боратів - борацит;
- 3) клас фосфатів - апатит, бірюза;
- 4) клас карбонатів - кальцит, магнезит, доломіт, малахіт;
- 5) клас вольфраматів - шеєліт, вольфраміт;
- 6) клас сульфатів - ангідрит, барит, гіпс;
- 7) клас нітратів - натрієва селітра, калієва селітра.

Тип галоїдів. До цього типу належать солі галоїдних кислот (HF, HCl, HBr та HI), в яких водень заміщується лужними або лужноземельними металами, або Si, Pb, Ag, Hg і Mn. З кристалохімічної позиції - це характерні сполуки з координаційним типом зв'язку. В даному типі виділяють два класи:

- 1) клас фторидів - флюорит;
- 2) клас хлоридів - галіт, сильвін.

Тип вуглеводневих (органічних) мінералів. До цього типу належать солі органічних кислот, бітуми і смоли. З огляду кристалохімії - це молекулярні сполуки із залишковим типом зв'язку. В даному типі виділяють такі класи:

- 1) клас твердих вуглеводнів - озокерит;
- 2) клас ліптобіолітів (викопних смол) - бурштин.

Діагностичні ознаки мінералів

Колір визначається хімічним складом, кристалічною структурою, механічними домішками. Колір розрізняють у суцільному стані й у порошку. Оскільки незначна кількість мінералів має постійне забарвлення (малахіт-зелений, сірка-жовта, кіновар-червона), а багато мінеральних видів має різний колір (флюорит може бути коричневим, жовтим, рожевим, зеленим, фіолетовим, безбарвним; кварц-білий, чорний, димчастий, зелений, рожевий), то надійнішою ознакою є колір порошку мінералу або його риска. Колір rischi визначають, потерши мінералом об шорстку поверхню фарфорової пластинки (бісквіта). Колір rischi різнобарвного флюориту завжди білий. Колір rischi можна визначити тільки для порівняно м'яких мінералів. Якщо твердість мінералу перевищує твердість бісквіта (5-6), він дряпає його, не залишаючи rischi. Отже для кожного мінералу встановлюють дві характеристики: колір у суцільному стані (у шматку), який визначається візуально, і колір rischi. Остання характеристика важлива для непрозорих, густо забарвлених мінералів. У прозорих і напівпрозорих різновидах мінералів порошок прозорий і білий.

На поверхні деяких мінералів (халькопірит, борніт) можна спостерігати характерну райдужну плівку – побіжалість, що утворюється внаслідок окиснення поверхні мінералів і може слугувати доброю діагностичною ознакою. На поверхні деяких польових шпатів (лабрадор) спостерігаються блакитні або зелені переливи, що зумовлено інтерференцією світла в їхніх поверхневих частинах.

Блиск мінералів зумовлений відбиттям світла від їхньої поверхні. За блиском мінерали поділяються на групи:

- до першої належать мінерали з металічним і напівметалічним (металоподібним) блиском. Металічний блиск нагадує блиск поверхні не окисленого металу. Так блищать самородні метали, сульфіді, деякі оксиди (пірит, галеніт, золото, магнетит). Це непрозорі мінерали з чорною чи темнозабарвленою рисою. Напівметалічний блиск (тьмянний металічний) характерний для графіту;
- до другої групи належать мінерали з неметалічним блиском:
- алмазний блиск – дуже сильний, характерний для прозорих і напівпрозорих мінералів (алмаз, сфалерит);
- скляний блиск – нагадує блиск поверхні скла, досить поширений (кальцит, галіт, кварц на гранях кристалів);
- жирний блиск – поверхня мінералу видається ніби змащеною жиром чи покритою жирною плівкою (нефелін, кварц на зламі);
- перламутровий блиск – нагадує блиск внутрішніх поверхонь черепашок деяких молюсків (слюди, гіпс);
- шовковистий – буває у мінералів, що утворюють голчасті чи волокнисті агрегати (азбест, селеніт);
- восковий блиск – мають окремі мінерали з аморфною будовою (кремій).

Мінерали, що утворюють землісті агрегати, взагалі не блищать. Тому кажуть, що вони матові (піролюзит, лимоніт).

Прозорість характеризує здатність мінералу пропускати світло. Є мінерали прозорі, напівпрозорі, непрозорі. До останніх належать метали з металічним блиском. Майже всі

мінерали, за винятком самородних, прозорі або просвічують у дуже тонких шліфах. Деякі мінерали (ісландський шпат) виявляють подвійне світлозаломлення.

Під **твердістю** мінералів розуміють їхню здатність протистояти зовнішній механічній дії (дряпанню, різанню, стиранню). Німецький мінералог Ф. Моос запропонував 10 бальну шкалу, в якій мінерали групуються відповідно до їх відносної твердості. Цю шкалу називають шкалою Мооса або мінералогічною шкалою твердості:

Мінерал	Твердість
Тальк	1
Гіпс	2
Кальцит	3
Флюорит	4
Апатит	5
Ортоклаз	6
Кварц	7
Топаз	8
Корунд	9
Алмаз	10

Це еталони, твердість яких чітко встановлена. Мінерал з вищим порядковим номером завдає подряпин кожному попередньому (залишає на ньому неглибокий слід). Мінерали з рівним значенням твердості не дряпають один одного.

Шкала Мооса дає уявлення про відносну твердість мінералу. З її допомогою можна встановити тільки, який мінерал твердіший. Абсолютну твердість мінералів визначають спеціальними приладами (склерометрами). Вона майже в 420 разів більша відносної.

Спайність – це здатність мінералу розколюватися чи розщеплюватися при ударі з утворенням рівних, гладеньких площин, які збігаються з гранями кристалічної решітки мінералу. Розрізняють такі ступені спайності:

- цілком досконала – мінерал легко розщеплюється пальцями на окремі гладенькі пластинки (мусковіт, біотит);
- досконала – мінерал від удару розколюється в одному чи кількох напрямках із утворенням рівних гладких поверхонь розколу (ортоклаз);
- недосконала – в разі розколювання утворюються одинарні невеликі паралельні між собою рівні поверхні, розвинутий нерівний злам (апатит, олівін);
- цілком недосконала – розкол відбувається за випадковими напрямками, без рівних поверхонь (кварц).

Спайність у мінералів може виявитися в одному – шести напрямках. В цьому випадку фіксують кути між площинами спайності.

Злам – це характер поверхні неправильних уламків, на які мінерал розколюється внаслідок удару. Найпоширенішими видами зламу є:

- черепашковий – гладка випукла поверхня з концентричною ребристістю, що нагадує черепашку деяких молюсків (кварц);
- занозистий – характерний для стовпчастих чи волокнистих агрегатів деяких мінералів на поперечному сколі (рогова обманка, азбест);
- землистий – характерний для тонкозернистих, пилюватих агрегатів (лімоніт);
- волокнистий (азбест);
- складчастий – з характерними сходоподібними уступами (галеніт);
- нерівний (нефелін, апатит).

Густина (питома вага) мінералів визначається орієнтовно зважуванням на долоні:

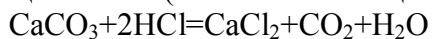
- легкі мінерали – мають густину до $2,5 \text{ г/см}^3$;
- середні – до 4 г/см^3 ;
- важкі – $4 \dots 6 \text{ г/см}^3$;
- дуже важкі – понад 6 г/см^3 .

Досить легко відрізнити мінерали першої і останньої групи. Слід звертати увагу на те, щоб зразок густина якого оцінюється, складався лише з одного мінералу.

Деяким мінералам властиві такі ознаки, як магнітність, тобто здатність діяти на магнітну стрілку (магнетит), смак (галіт – солоний, сильвін – гіркуватий), запах (фосфати –

при терті; сірка – при горінні); ковкість (золото); жирність на дотик (тальк); гнучкість (слюди); горючість (сірка); подвійне світлозаломлення (ісландський шпат).

З хімічних ознак діагностичне значення мають реакція з 10% розчином соляної кислоти і розчинність у воді. Реакцію з HCl (або столовим оцтом) мають мінерали групи карбонатів (скипання):



Окремі мінерали класу галоїдів (галіт, сильвін) можуть повністю розчинятися у дистильованій воді.

Для визначення енергії кристалічної решітки, твердості і розчинності мінералів, дальності міграції і загальної концентрації іонів, доступності елементів рослинам використовують енергетичні коефіцієнти (ЕК). Це частка енергії, яка вноситься кожним іоном при формуванні кристалічних решіток. Величини ЕК визначаються за формулами Ферсмана О.Е.:

$$E_{\text{аніону}} = W^2 / 2 R_i \quad E_{\text{катиону}} = W^2 / 2 R_i [0,75(R_i + 0,2)]$$

де R_i – значення іонних радіусів, \AA ;

W- валентність іонів.

Якщо розміри радіусів вираженні в нанометрах (нм), то знаменник вище записаних формул, необхідно помножити на десять. ЕК- величини безрозмірні, однак помноживши їх на 1071,74, отримаємо кДж.

Правила О. Є. Ферсмана

1. Елементи з невеликими значеннями ЕК в результаті геохімічної еволюції поступово стають визначальними в низькотемпературних геохімічних процесах, які відбуваються в біосфері.

2. В групах мінералів, що мають однакову кристалічну будову і подібну формулу, зі зростанням ЕК і ВЕК, підвищується твердість. В першому наближенні твердість можна розрахувати за формулою:

$$T_v = K(VEK_a + VEK_k),$$

де K – коефіцієнт для речовин сильно поляризованих (з металічним блиском) дорівнює 2, для слабо поляризованих (з неметалічним блиском) – 3;

$VEK_{a, k}$ – це частка від ділення ЕК відповідно аніону і катиону на валентність.

Механічна твердість визначає стабільність мінералів до стирання. Сполуки з більшою ЕК пізніше руйнуються механічним шляхом, а складові елементи спричиняють найбільший вплив на життєдіяльність організмів. Розчинність сполук в цілому узгоджується зі зменшенням ЕК. В біосфері спостерігається тенденція до відносного накопичення в розчиненому стані (найбільш доступний для живих організмів) хімічних елементів з невеликим значенням ЕК. У міру підвищення ролі іонів з невисоким значенням ЕК, спостерігається закономірна еволюція забарвлення мінералів від чорних і темно-зелених до білих і безбарвних. Це положення відіграє особливу роль в екології, оскільки забарвлення довкілля відноситься до зовнішніх факторів впливу на живі організми.

Fe	FeS ₂	(FeMg)SiO ₄	(FeMg)SiO ₃	KAlSi ₃ O ₈
металічний	жовтий	олівін	піроксен	ортоклаз
сірий		темно-зелений	чорний, темно-зелений	білий
t = 1200-1500 °C		1000-1200		400-1000

Встановити хімічний характер іонів, їх поведінку в біосфері, визначити поведінку гідратів в природних розчинах при зміні лужно-кислотних умов можна за величиною іонного потенціалу Картледжа (скорочено Картель (I_K)). Це відношення заряду іону (Z) до його радіуса (R_i).

При значеннях I_K менших 3 комплексні іони не утворюються, а катіони легко переходять в природні водні розчини і стають доступними для організмів. При значеннях від 3 до 12 утворюються складні комплексні іони, погано розчинні гідролізовані сполуки. Якщо I_K більший 12, утворюються комплексні кисневмісні і добре розчинні аніони типу CO_3^{2-} і SO_4^{2-} . Кремній і молібден виділяють в проміжну групу ($I_K = 9,5 \dots 12$).

Приклад. Виконаємо необхідні розрахунки і зробимо відповідні висновки щодо стабільності і міграційних властивостей мінералів і елементів.

Fe_2O_3 – гематит

$$\text{аніон } \text{EK}(0^{-2}) = 2^2 / (2 \cdot 0,182 \cdot 10) = 1,47$$

$$\text{катіон } \text{EK}(\text{Fe}^{+3}) = [3^2 / (2 \cdot 0,09 \cdot 10)] [0,75(0,09+0,2)] = 1,088$$

$$T_{\text{Fe}_2\text{O}_3} = 3 \left(\frac{1,47}{2} + \frac{1,345}{3} \right) = 3,549$$

$$T_{\text{Sb}_2\text{S}_3} = 2 \left(\frac{1,09}{2} + \frac{1,088}{3} \right) = 1,82$$

В довіднику
вказаний характер
блиску

$T_{\text{Fe}_2\text{O}_3} > T_{\text{Sb}_2\text{S}_3}$ – стабільність до стирання вища у гематиту, він повільніше руйнується, тому міграційні властивості Fe будуть проявлятися пізніше, ніж у Sb і S згідно 2-го правила Ферсмана. За 3-ім внутрішнім фактором міграції Fe_2O_3 в умовах земної поверхні руйнується повільніше, ніж Sb_2S_3 . Оскільки $\text{EK}_{\text{Fe}_2\text{O}_3} < \text{EK}_{\text{Sb}_2\text{S}_3}$ розчинність Sb_2S_3 вища, тому Sb і S будуть більш доступними для живих організмів за 3-ім правилом Ферсмана. $\text{EK}_{\text{Fe}_2\text{O}_3} < \text{EK}_{\text{Sb}_2\text{S}_3}$ колір змінюється від червоно-чорного до сірого. Перший зустрічається в гідротермах, в корі вивітрювання і в метаморфічних породах, Sb_2S_3 лише в гідротермах за 4-им правилом Ферсмана. За 2-им внутрішнім фактором міграції для Fe_2O_3 характерна помірна дальність міграції, Sb_2O_3 – мігрує на близькі відстані, швидко руйнується і стає доступним для живих організмів. За 4-им фактором міграції Sb_2S_3 краще кристалізується, швидше відбувається процес його седиментації оскільки $A(\text{Sb})=120,2$ $A(\text{S})=32$ атоми будуть притягуватися сильніше, ніж Fe (56) і O (16).

Експериментальна частина

Обладнання: зразки мінеральних агрегатів, роздаткові набори, шкала твердості Мооса, шматочки скла, поглазовані фарфорові пластинки (бісквіти), компаси, магніт, піпетки, 10% розчин соляної кислоти, дистильована вода, набір моделей кристалів, колекція природних кристалів – індивідів.

1. Навчіться розрізняти запропоновані викладачем зростки мінералів. Замалюйте поширені мінеральні агрегати у робочих зошитах.
2. На зразках мінералів запропонованих викладачем, навчіться визначати їхні основні фізичні і хімічні діагностичні ознаки, запишіть їх за такою формою:

Номер зразка	Діагностична ознака мінералу

3. На моделях кристалів і природних кристалах - індивідах навчіться визначати елементи симетрії й сингонію. Результати визначень оформити у вигляді таблиці:

Номер зразка	Формула кристалу	Сингонія

4. Заповнити таблицю, визначивши необхідні величини для мінералів: кіновар, мілерит, галеніт, реальгар, ковелін, селайт, каситерит, піролюзит, в'юстит, вапно, тенорит, ауріпігмент, антимоніт, вісмутін, молібденіт, пірит, гасрит, гематит, цинкіт

Хімічна формула	Морфотропна серія	Γ_k/Γ_a	K_r	Тип решітки	Структура кристалу
-----------------	-------------------	---------------------	-------	-------------	--------------------

Питання і завдання для самоконтролю

1. Що таке мінерал? Дайте його визначення.
2. Принципи сучасних класифікацій мінералів.
3. Чим відрізняються кристалічні тіла від аморфних?
4. Поясніть явища ізоморфізму і поліморфізму.
5. Опишіть основні властивості кристалічних тіл.
6. У чому полягає суть і практична цінність закону постійності граничних кутів?
7. Що таке симетрія кристалів?
8. Що таке кристалографічні сингонії?
9. Який принцип покладений в основу групування кристалів за сингоніями?
10. Чим відрізняються закономірні зростки мінералів від незакономірних?
11. Дайте визначення основних мінеральних агрегатів (друзи, щітки, конкреції, секреції, дендрити, сталактити)?
12. Чому колір мінералу визначають у суцільному стані й порошку?
13. Як визначається твердість мінералу?
14. Як Ви розумієте спайність мінералів?
15. Які Ви знаєте різновиди зламу мінералів?
16. Якщо в структурі діоксиду кремнію замінити кремній на вуглець, початкова кристалічна структура не зберігається. Чому?
17. Приведіть приклади впливу структури на властивості речовин.
18. Перерахуйте усі типи зв'язків в структурі графіту.
19. В якій структурі алмазу чи графіту зв'язки між атомами карбону міцніші? Запропонуйте загальний підхід до визначення енергії зв'язку у цих речовинах.
20. Галька на морському узбережжі не буває круглою, у той же час у кульовому млині металеві або керамічні кулі зберігають свою форму. Поясніть чому? Яку форму морської гальки найбільш часто можна побачити і чим вона обумовлена?
21. Кристалічна структура фосфату алюмінію аналогічна структурі діоксиду кремнію. Чим це пояснити?
22. Хлорид металу містить 44,73% хлору. Метал утворює карбонат, ізоморфний карбонату барію. Визначити метал і його атомну масу.
23. Атом натрію більший атому свинцю, однак при впровадженні натрія в решітку свинцю відбувається не розширення, а її стиснення, що призводить до підвищення твердості свинцю. Поясніть цей факт.
24. CoS_4 і FeS_2 мають металічний блиск і проводять електричний струм (електронна провідність). Як це пояснити?
25. Як буде змінюватися колір кристалів у ряду: ZrCl_4 - ZrBr_4 - ZrI_4 ?

Домашнє завдання

1. Обчисліть вміст міді (в %) у халькопіриті CuFeS_2 , борніті Cu_2FeS_3 , ковеліні CuS , халькозині Cu_2S , куприті Cu_2O .
2. Аналіз зразка сірого мармуру показав, що він складається з 55,64% CaO , 42,64% CO_2 . Чи весь кальцій оксид зв'язаний у цьому зразку у вигляді вуглекислої солі?
3. Які хімічні назви ви дасте мінералам шпінелі MgAl_2O_4 , герциніту FeAl_2O_3 , ганіту ZAl_2O_4 ?
4. Мінерал гематит, не забруднений домішками, містить 69,9% Fe і 30,1% O. Виведіть формулу гематиту й укажіть його хімічну назву.
5. Мінерал англезит (сіль сульфатної кислоти) в чистому вигляді містить 73,6% плумбум (II) оксиду. Яка формула і хімічна назва цієї солі?

ЛАБОРАТОРНА РОБОТА № 2 ЯКІСНЕ ХІМІЧНЕ ВИЗНАЧЕННЯ МІНЕРАЛІВ

Теоретична частина

Метод паяльної трубки дозволяє визначити якісний хімічний склад мінералу без переведення його в розчин. Невелика кількість реактивів та не складне обладнання легко транспортується в польових умовах. Метод не вимагає особливих знань і тривалого вироблення спеціальних навичок, а тому практично доступний студентам.

Для успішного оволодіння методом паяльної трубки необхідно знати будову полум'я свічки. В ньому виділяють три частини: зовнішню – невидиму; середню – світиться; внутрішню – темну. В зовнішній частині газу повністю згорають, у внутрішній – більша частина не згорає. Зовнішня володіє окисними властивостями, середня (містить окис вуглецю, водень, розжарений вуглець) характеризується відновними властивостями. Нагнітання повітря в полум'я свічки з допомогою паяльної трубки посилює окисні і відновні властивості полум'я завдяки прискореному перебігу реакцій. Змінюючи положення трубки і кількість повітря, можна змінювати швидкість окисного чи відновного процесу.

Для отримання окисного полум'я вузький кінець трубки тримають паралельно зігнутому під прямим кутом до гноту так, щоб струмінь повітря витягував полум'я в довгий язик. Мінерал в зовнішньому конусі, що майже не світиться, сильно розжарюється і енергійно окислюється. Для отримання відновного полум'я, трубку тримають похило, розташувачи її вузький кінець на невеликій відстані від краю полум'я. При нагнітанні повітря маємо широкий язик, що світиться, в вузькій частині якого створюються найбільш сприятливі умови для відновних реакцій.

Сполуки металів лужної і лужноземельної груп, утворюючи леткі речовини, фарбують полум'я в характерний колір. Таке забарвлення спостерігається в окисному полум'ї паяльної трубки після внесення туди шматочків або порошку мінералу на платиновому дроті чи скляній паличці. Якщо колір не проявляється, мінерал змочують соляною кислотою і знову вносять в полум'я. Для ідентифікації змішаних фарб використовують кольорові скельця. Потрібно слідкувати, щоб на досліджуваний матеріал не потрапили солі натрію (дають інтенсивне і тривалий час існуюче жовте забарвлення, яке маскує усі інші фарби полум'я). Якщо використовувати синє скло, то таке світіння стає не видимим. Крім натрію, полум'я забарвлюють калій (фіолетове), рубідій (яскраво червоне), цезій (червоне), літій (червоне), стронцій (червоне), кальцій (помаранчеве), барій (жовто-зелене), бор (зелене) і мідь (яскраво зелене).

Проводячи реакції відновлення на вугіллі, можна отримати металічні корольки і шлаки, а під час реакцій окислення – характерний для деяких металів наліт оксидів.

Мінерали у вигляді порошку (можна крупинки) кладуть у лунку і обробляють полум'ям паяльної трубки так, щоб пластинка і полум'я утворювали кут 45° . Під час випробовувань на вугіллі можна спостерігати плавкість, розтріскування, появу запаху, забарвлення і світіння полум'я, що також є важливим для діагностики мінералів.

Сульфіді і подібні сірчисті, сурм'янисті (цинкеніт $\text{PbS} \times \text{Sb}_2\text{S}_3$) і миш'яковисті (сарторит $\text{PbS} \times \text{As}_2\text{S}_3$) мінерали свинцю, міді (горсфордит Cu_6Sb , домейкіт Cu_3As) і інших важких металів піддають дії відновного полум'я з утворенням вільних металів. Тугоплавкі сірчаноокислі і кремнекислі сполуки металів попередньо змішують з трьома об'ємами соди. Утворення карбонатів спрощує сплавлення оксидів.

Відновлений метал або об'єднується в загальну краплю «корольок», або залишається в окремих зернятках і лусочках. Реакції відновлення на вугіллі особливо характерні для свинцю, срібла, олова, вісмуту, золота, міді, заліза, нікелю і кобальту.

Свинець утворює свинцево-сірий ковкий корольок, який легко окислюючись, утворює в лунці і біля неї зелено-жовтий наліт, але зникає при тривалому нагріванні.

Срібло дає білий, ковкий корольок і не утворює нальоту. Золото характеризується жовтим ковким корольком без нальоту, але з характерним блиском. Мідь утворює дрібні лусочки або зерна, інколи ковкі корольки червоного кольору без нальоту. Залізо дає чорний або сірий ковкий магнітний корольок (частіше шлак). Наліт не характерний. Нікель і кобальт утворюють сірі лусочки в шлаку, інколи крихкий магнітний корольок. Наліт не характерний.

Олово дає сірий або білий ковкий корольок з білим нальотом оксиду олова поблизу лунки. Сурма характеризується сірим, дуже крихким корольком з білим нальотом. При тривалому нагріванні корольок разом з нальотом летить у вигляді білого диму. Вісмут утворює червоно-білий корольок, покритий жовтою плівкою з жовтим нальотом оксиду вісмуту поблизу лунки.

Випробовування на вугіллі в окисному полум'ї паяльної трубки характерні для вісмуту, сурми, миш'яку, олова, цинку, свинцю і селену. Визначальною ознакою служать нальоти оксидів, їх колір, форма, розташування, леткість, запах диму.

Оскільки температура утворення нальоту для різних металів різна, нагрівання проводять поступово, що дозволяє в одній пробі визначити декілька металів. Спочатку утворюються нальоти оксидів миш'яку і сурми, потім свинцю, вісмуту, цинку і олова. Селен і сірка не утворюють наліт. Вони летять у вигляді світлого диму з характерним різким запахом, що нагадує у селена запах редьки.

Миш'як утворює білий наліт далеко від лунки, який при подальшому нагріванні летить. Відчувається запах часнику. Сурма дає характерний яскраво білий (навіть синій по краю) густий наліт ближче до лунки, ніж миш'як, який у міру нагрівання переміщується подалі від лунки. Змінивши полум'я на відновне, можна спостерігати зникнення нальоту з зафарбовуванням полум'я трубки в зелений колір. Вісмут утворює наліт світло-жовтого забарвлення, який лягає поблизу лунки і характеризується білою каймою. При сильному нагріванні наліт летить. Свинець дає зелено-жовтий наліт з білою каймою поблизу лунки.

Цинк добре визначається на вугіллі в окисному полум'ї. Утворюється густий лимонно-жовтий наліт, який змінює колір на білий. Наліт не леткий, огортає усю лунку і при прожарюванні сильно світиться (термолюмінесценція).

З допомогою розчину азотнокислого кобальту можна добути на вугільній пластинці додаткові ознаки для якісного визначення алюмінію, цинку, магнію, олова, титану і берилію. Для проведення таких випробовувань порошок мінералу після прожарювання на вугіллі в окисному полум'ї паяльної трубки змочують розчином азотнокислого кобальту і знов прожарюють. Якщо мінерал вміщує оксид цинку, то фіксуватиметься зелене забарвлення, алюмінію-синє, магнію-червоне, олова-зелено-синє, титану-жовто-зелене. Але такі випробовування можна проводити тільки з мінералами, які не плавляться і залишаються світлими при прожарюванні.

Визначення сірки також можна провести на вугіллі. Для цього розтертий порошок мінералу, змішаний з трьома об'ємами соди, сплавляють на вугіллі у відновному полум'ї паяльної трубки. Утворену запечену масу («сірчана печінка») пінцетом знімають з вугілля і кладуть на сріблясту пластинку або фольгу та змочують водою. Якщо мінерал вміщує сірку, то розчинений у воді сірчистий натрій взаємодіє з сріблом і утворює буру або чорну пляму, що не змивається водою.

При нагріванні в запаяній скляній трубці спостерігається розтріскування, світіння, плавлення, зміна забарвлення, виділення газів. Для спостереження за цими явищами закритий кінець трубки з порошком мінералу поміщають в окисне полум'я паяльної трубки. Трубку розташовують під кутом 45° до полум'я і нагрівають спочатку на слабкому полум'ї, а потім поступово доводять до червоного розжарювання. Продукти розкладання мінералів летять, частково залишаються на стінках трубки у вигляді характерних «возгонів». Так можна визначати в складі мінералів воду, кисень, сірку, миш'як, ртуть.

Вода, яка є компонентом мінералів, конденсується у вигляді крапель на стінках трубки. Гігроскопічна вода виділяється при слабкому нагріванні, а кристалізаційна і конституційна – при червоному розжарюванні. Виділену воду можна перевірити на кислотність лакмусовим папірцем. Присутність кисню можна визначити за яскравим спалахуванням крупинки вугілля, кинутого в трубку на порошок мінералу. Сполуки типу піриту чи марказиту при нагріванні в закритій трубці виділяють сірку у вигляді жовтого випоту на стінках трубки, а при тривалому нагріванні утворюють червоні краплі рідкої сірки. Миш'яковисті мінерали при нагріванні в запаяній трубці розкладаються з виділенням металічного миш'яку, який утворює на стінках трубки возгон світло-сірого кольору з металевим блиском, який у міру

нагрівання переміщується вгору по трубці. Возгон миш'яковистих мінералів типу сульфосолей часто супроводжується червоно-жовтим нальотом сірчистого миш'яку.

Мінерали ртуті краще нагрівати в закритій трубці в суміші з содою. В цьому випадку характерне утворення сажоподібного з блиском возгону темно-сірого чи чорного кольору. Спочатку возгон утворюється у вигляді дрібного сірого пилу, а при тривалому нагріванні сажоподібний возгон переходить в краплі металевої ртуті.

При розкладанні в полум'ї паяльної трубки бури і фосфорної солі вони перетворюються в метаборну і метафосфорну солі і можуть давати з катіонами мінералу забарвлені борнокислі і фосфорнокислі солі, які отримали назву кольорового скла або «перлів». Щоб отримати перл, потрібно змочити водою або нагріти платиновий дріт і занурити його у порошок фосфату. Дріт ввести в окисне полум'я і нагрівати доки не утвориться прозора безбарвна кулька. Для отримання перлу діаметром 2-3 мм операцію повторюють 2-3 рази. Отриманий перл нагрівають і торкаються ним зерна мінералу, продовжують нагрівання в окисному полум'ї до отримання стійкого забарвлення по усьому об'єму перла. Забарвлення перла буде характеризувати хімічний елемент в найвищому ступені окиснення (забарвлення перлів марганцю – червоне з фіолетовим відтінком або фіолетове; міді – блакитне або синьо-зелене; заліза – світло-жовте; хрому – зелене; нікелю – жовтогаряче; кобальту – синє).

Якщо до дослідження мінералу методом паяльної трубки приступають, не маючи певного уявлення про його склад, то потрібно дотримуватися наступного порядку операцій:

- спостереження за забарвленням полум'я;
- проведення випробовування на вугільній пластинці;
- спостереження в закритій трубці;
- отримання перлів.

Для перевірки наявності у складі мінералів певного хімічного елементу, дослідження починають з проведення реакцій, найбільш чутливих на ймовірний елемент, не дотримуючись загальної рекомендованої схеми операцій:

1. Забарвлення полум'я дозволяє виявити у складі мінералу літій, калій, натрій, кальцій, барій, стронцій, мідь (окисну), бор.

2. Нагріванням мінералу в полум'ї паяльної трубки на вугільній пластинці можна отримати наступні результати:

- мінерал плавиться і дає тільки наліт – ймовірна наявність миш'яку або цинку;
- мінерал плавиться і дає корольок та наліт – можна очікувати наявності сурми, вісмуту, олова, свинцю;
- мінерал плавиться і дає тільки корольок – можливо є срібло, золото, мідь;
- мінерал не плавиться і дає магнітну масу – наявність заліза, нікелю, кобальту;
- мінерал у суміші з содою, прожарений у відновному полум'ї, на срібній пластинці або фотопапері змочений водою дає реакцію на «сірчану печінку» - наявна сірка;
- білий або слабо забарвлений корольок, змочений розчином азотнокислого кобальту і знов прожарений в окисному полум'ї паяльної трубки, набуває синього забарвлення – є алюміній, зелений – цинк, рожевий – магній.

3. Наявність возгонів в закритій трубці дозволяє впевнено визначати наявність сірки, миш'яку, ртуті.

4. За кольором перлів з бурою або фосфорною сіллю можна виявити в мінералі марганець, залізо, хром, мідь, нікель, кобальт і титан.

Приклад визначення оксидів кальцію, магнію вуглецю (IV) і не розчиненого залишку в карбонатних породах.

Для розкладу наважки породи вагою 0,5 г в колбу наливають 25 мл 0,5М розчину хлоридної кислоти. Вміст пробірки збовтують і нагрівають, охолоджують і титрують 0,34 N розчином барій гідроксиду з додаванням спиртового розчину метилроту (1-2 краплі) до переходу червоного забарвлення в жовте.

Якщо на титрування витратили 11,2 мл розчину $\text{Ba}(\text{OH})_2$, то вміст CO_2 в карбонатній породі дорівнює:

$$C_{\text{CO}_2} = 100(25 \times 0,5 - 11,2 \times 0,34) \times 22 / (0,5 \times 1000) = 42,6.$$

При визначенні вмісту MgO в розчин після кип'ятіння додають в якості індикатора тимолфталейн (2-3 краплі), до гарячого розчину додають 0,28 N розчин барій гідроксиду до появи синього забарвлення.

Об'єм розчину складав 9,5 мл. Додаємо надлишок барій гідроксиду 2 мл. На титрування фільтрату проби пішло 4 мл соляної кислоти 0,5 N.

Вміст MgO (%) визначаємо за формулою:

$$C_{MgO} = 100(11,5 \times 0,28 - 40,5) \times 20,16 / (0,5 \times 1000) = 4,8.$$

Подальший розрахунок можна проводити по різному. Можна отримане значення MgO помножити на 1,09 – поправочний коефіцієнт, який показує відношення молекулярних мас MgO/CO_2 – і отримати вміст CO_2 (%), зв'язаний з MgO : $4,8 \times 1,09 = 5,23$. Різниця між загальним вмістом CO_2 (%), зв'язаним з CaO : $42,6 - 5,23 = 37,37$. Отримана різниця помножена на 1,275 (поправочний коефіцієнт) дає вміст CaO (%): $37,37 \times 1,275 = 47,6$. Не розчинений залишок (%) отримують відніманням суми знайденого вмісту CaO , MgO і CO_2 із 100: $100 - (47,6 + 4,8 + 42,6) = 5$. Відношення CaO/MgO можна використати для визначення назви карбонатної породи (табл.1). В наведеному прикладі $CaO/MgO = 8,2$, отже порода відповідає доломітовим вапнякам.

Таблиця 1- Класифікація карбонатних пород по значенню відношення CaO/MgO

Порода	CaO/MgO	Порода	CaO/MgO
Вапняк	$> 50,1$	Вапняковий доломіт	4,0-2,2
Доломітовий вапняк	50,1-9,1	Вапняковий доломіт	2,2-1,5
Доломітовий вапняк	9,1-4,0	Доломіт	1,5-1,4

Якщо в породі багато магнію, то розрахунок проводять наступним чином:

1. Спочатку вміст магній оксиду (%), який отримали в аналізі, множать на коефіцієнт 1,39 і отримують кількість кальцій оксиду, зв'язаного в доломіті.
2. Встановлюють надлишок кальцій оксиду шляхом віднімання його вмісту в доломіті від його загальної кількості в породі.
3. Надлишок кальцій оксиду переводиться в кальцій карбонат шляхом множення на коефіцієнт 1,78.
4. Якщо порода вміщує гіпс, то кількість CaO , зв'язану гіпсом, встановлюють шляхом множення вмісту SO_3 на коефіцієнт 0,7.

Приклад розрахунку. В результаті аналізу отримали (%): MgO – 18,12; CaO – 31,49.

1. Визначаємо вміст CaO в доломіті (%): $18,12 \times 1,39 = 25,19$.
2. Обчислюємо надлишок CaO (%): $31,49 - 25,19 = 6,3$.
3. Встановлюємо вміст доломіту (%): $18,12 \times 4,57 = 82,81$.
4. Визначаємо вміст нерозчиненого залишку (%): $100 - 82,81 + 11,23 = 5,96$.

Результати аналізів, отримані на вміст оксидів, перераховують на карбонатні солі і карбонатні мінерали (табл.2).

Таблиця 2 – Схема перерахунку карбонатних оксидів в карбонатні солі

Оксиди	Значення коефіцієнтів	Карбонатні солі	Оксиди	Значення коефіцієнтів	Карбонатні солі
CO_2	2,27	$CaCO_3$	CaO	3,28	$CaMg(CO_3)_2$
CO_2	1,91	$MgCO_3$	MgO	2,09	$MgCO_3$
CaO	1,78	$CaCO_3$	MgO	4,6	$CaMg(CO_3)_2$

Переводний коефіцієнт є відношенням молекулярних мас солей і відповідних оксидів: $CaMg(CO_3)_2/CaO$; $CaCO_3/CaO$; $CaMg(CO_3)_2/MgO$.

Якщо в породі є кальцит (встановлено на основі петрографічного аналізу або реакції забарвлення), розрахунок проводять з допомогою переводних коефіцієнтів або з використанням вмісту CO_2 або CaO : $C_{CO_2} \times 2,27 = C_{CaCO_3}$; $C_{CaO} \times 1,78 = C_{CaCO_3}$

Якщо в породі є кальцит і магнезит, то отриманий вміст $CaCO_3$ прирівнюють до кальциту, а вміст $MgCO_3$ (%) обчислюють так: $C_{MgO} \times 2,05 = C_{MgCO_3}$

Якщо в породі є кальцит і доломіт, за вмістом MgCO_3 з урахуванням відповідного переводного коефіцієнту визначають вміст (%) доломіту: $2,188C_{\text{MgCO}_3}$, додають вміст MgCO_3 і CaCO_3 , із отриманої суми солей віднімають вміст доломіту і знаходять вміст кальциту.

Експериментальна частина

Обладнання: паяльна трубка (металева або скляна з розширеним кінцем або мундштуком) з однієї сторони для вдуння повітря ротом і вузьким (0,3-0,6 мм) отвором з другого боку для виходу повітря; ближче до вузького кінця в трубці має бути потовщення для збору вологи, свічка або спиртівка, пластинка деревного вугілля (розмір $10 \times 5 \times 5$ см з рівною і гладенькою поверхнею, на відстані 1,5-2 см від краю з заглибленням 1-1,5 мм діаметром 5 мм), платиновий дріт (товщина 0,3-0,5 мм і довжина 50 мм), скляна трубка (довжина 10-15 см, діаметр 0,5 см); в закритих спостерігають реакції окислення і розкладу без доступу повітря), агатова або фарфорова ступка, пінцет (з затискувачем), срібна пластинка (10-15 копійчана монета) або фотопапір, фільтрувальний папір, кольорові скельця (синє, червоне, зелене), скляна або фарфорова чашечка, лакмусовий папір, предметні скельця, скляні палички.

Реактиви: бура $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \times 10\text{H}_2\text{O}$, фосфорна сіль $\text{NH}_4\text{NaHPO}_4 \times 4\text{H}_2\text{O}$, сода Na_2CO_3 в порошку; розчин 1:20 азотнокислого кобальту $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$; розчин 1:2 соляної кислоти.

1. На зразках мінералів запропонованих викладачем, навчіться визначати їхні основні хімічні діагностичні ознаки, запишіть їх за такою формою:

Номер зразка	Діагностична ознака хімічних елементів у полум'ї паяльної трубки
1	Поява синього забарвлення після прожарювання мінералу на вугіллі свідчить про наявність в ньому алюмінію

2. Визначити вапняк і доломіт за реакціями:

а- Хіндена: стерти в порошок 1 г породи, перенести в пробірку з розчином FeCl_3 (5 см³), і вміст пробірки струсити. Чистий доломіт викликає помутніння розчину, але після відстоювання розчин стає прозорим, забарвлення не змінюється. Якщо є домішки кальциту, розчин набуває червоного відтінку. Вапняк викликає інтенсивне виділення бульбашок газу і появу студенистого коричнево-червоного осаду;

б- Войслова: порошок карбонатної породи розчиняють при слабкому нагріванні в соляній кислоті без надлишку. До відфільтрованого розчину додають аміак. Якщо в порошок міститься $\text{MgO} < 3\%$ - осад не утворюється, якщо $\text{MgO} > 3\%$, випадає осад гідрату окису магнію.

3. Провести діагностику карбонатних мінералів: 1- нанести краплю реактиву, нагріти до 50-60 °С впродовж 5 хв.; 2- зразки обробити в порошках, зернах або шліфах реактивом при 50-60 °С; надлишок лугу видалити без промивання, потім обробити розчином амоній сульфіді і водою. Забарвлення можна закріпити гіпосульфатом; 3- кіп'ятіння впродовж 10 хв.

№	Реактиви	Магнезит	Сидерит	Анкерит	Пістомезит
1	20% $\text{KOH} + \text{H}_2\text{O}_2$		коричневий	жовтий	коричневий
2	20% $\text{NaOH} + (\text{NH}_4)_2\text{S}$		чорний	сірозелений	чорний
3	0,01% бензопурпурину $\text{C}_{34}\text{H}_{26}\text{O}_6\text{N}_6\text{S}_2\text{Na}_2$ в 0,1% розчині NaOH	червоний	фіолетовий	коричнево-фіолетовий	червоний

Питання і завдання для самоконтролю

1. При нагріванні порошку PbO_2 відбуваються перетворення: PbO_2 (платверит) $\rightarrow \text{Pb}_2\text{O}$ $\rightarrow \text{Pb}_3\text{O}_4$ (сурик) $\rightarrow \text{PbO}$ (масікот). За якою зовнішньою ознакою можна встановити перехід одного оксиду в інший? Чому два проміжних оксиди можна віднести одночасно до класу солей? Покажіть це графічними формулами і дайте їм відповідні назви.

2. В який колір забарвлюється безбарвне полум'я при внесенні в нього солей літію, натрію і калію? За що отримали свою назву рубідій і цезій?
3. Чим пояснити збільшення термічної стійкості карбонатів від магнію (магнезит) до барію (вітерит)?
4. Якісною реакцією на алюміній (або кобальт) є утворення синього метаалюмінату кобальту. Запишіть рівняння реакцій, які відбуваються при сплавленні сульфатів цих металів.
5. Як побудована молекула S_8 ? В яких алотропних модифікаціях може знаходитися сірка у вільному стані? За яких умов можливі взаємоперетворення?
6. Які зміни відбуваються з розплавленою сіркою при її нагріванні до температури кипіння? Чим вони зумовлені?
7. Які із оксидів Cr_2O_3 (хром – рутил), MnO_2 (піролюзит), WO_3 (меймацит) розкладаються при нагріванні?
8. Як із піролюзиту отримати металічний марганець?
9. На які властивості Co_3O_4 (компонент любецкиту і гетерогеніту) вказує виділення газу (якого?) при його контакті з водним розчином кислот? Чим визначаються ці властивості? Поясніть, чому взаємодія з соляною кислотою призводить до виділення іншого газу (якого?).
10. Які продукти утворюються при прожарюванні оксиду і сульфіді міді (II) і при сплавленні Cu_2O (куприт) і Cu_2S (халькозин)?
11. ΔG_{298}^0 утворення ZnO (цинкіт), CdO , HgO відповідно дорівнюють – 318; -226 і – 58,5 кДж/моль. Чи узгоджуються з цими даними значення температури розкладу оксидів: 1950; 1813 і $400^\circ C$? На основі зроблених висновків поясніть, чому при добуванні із сульфідних руд цинку використовують послідовно дві хімічні реакції, а при добуванні ртуті – одну.
12. Чим пояснити можливість різного забарвлення сульфідів HgS (кіновар) (чорна і червона) і оксиду HgO (монтроїдит) (жовта і червона)?
13. Із ряду CuO (тенорит), NiO (бунзеніт), Al_2O_3 (корунд), MnO , MnO_2 , PbO_2 , Cr_2O_3 , CdO (монтепоніт), виберіть ті, які при сплавленні з «окисним плавнем» (суміш KNO_3 з K_2CO_3) дають речовини жовтого чи зеленого кольору.

ЛАБОРАТОРНА РОБОТА № 3

ТАБЛИЦІ ГОЛОВНИХ ПОРОДОТВІРНИХ І РУДНИХ МІНЕРАЛІВ, ПОРЯДОК КОРИСТУВАННЯ ВИЗНАЧНИКОМ МІНЕРАЛІВ. СХЕМА ВИЗНАЧЕННЯ МІНЕРАЛУ

Теоретична частина

При визначенні мінералу перш за все встановлюють характер його блиску. За цією ознакою мінерали поділяються на групи. Для мінералів, що мають блиск, визначають колір і твердість, для інших – колір риски. Для мінералів з жирним, смоляним і восковим блиском з білою рисою і твердістю вище 5 визначають спайність.

Найбільш складно визначати мінерали з скляним і перламутровим блиском з білою або безбарвною рисою. Якщо їх твердість менше 2,5 достатньо визначити форму виділення мінералу. Якщо при твердості 2,5-5 форма мінералу не лусковата чи листувата, звертають увагу на густину. Найбільша кількість мінералів цієї групи має твердість 5-7. Для них спочатку визначають спайність, потім густину. Якщо густина мінералів 3,3 спочатку розглядають мінерали розповсюджені, потім відносно рідкісні. Розповсюджені мінерали з густиною меншою 3,3 легко визначаються за характерним чи забороненим парагенезисом з кварцом.

Після того як можливості визначення мінералу по основним фізичним властивостям вичерпані, починають якісний хімічний аналіз. Якщо основні фізичні константи мінералу визначені правильно і він не має аномальних властивостей за рахунок ізоморфних домішок, хімічний аналіз не обов'язковий.

Порядок визначення мінералу представлений схемою (для прикладу наводиться нижче), за якою за зазначеною сторінкою знаходиться частина таблиці довідника (для прикладу наводиться нижче), яка відповідає групі встановлених ознак, а потім за додатковими даними проводиться кінцеве визначення.

Схема визначення мінералу

1. Блиск металічний	
1. Колір білий:	
А-твердість менша 5	98 стр.
Б-твердість 5 і вище	98
2. Колір сірий:	
1-твердість нижча 5	
А-спаяність чітка	100
Б-спаяність недосконала або відсутня	102
2-твердість вища 5	102
3. Колір з зеленим відтінком	104
4. Колір чорний і коричневий	104
5. Колір жовтий:	
1-твердість нижче 5	106
2-твердість вища 5	108
6. Колір синій	108
7. Колі червоний, рожевий або з рожевим відтінком	108

Таблиця для визначення мінералів

Мінерал і його хімічна формула	Сингонія і форма виділення	Колір і колір риси	Блиск	Твердість	Спайність і злам	Щільність	Інші властивості	Походження	Практичне застосування і вміст корисного компонента
Вісмутін Bi_2S_3	Ромб, суцільні зернисті маси і променеві агрегати	Білий з сірим відтінком з жовтим або яскравим відливом, риска - сіра	Сильний металічний	2-2,5	Досконала	6,4-6,8	Струм не проводить	Гідро-термальне	Ві 81,3%

Експериментальна частина

Обладнання: зразки мінералів, роздаткові набори, шкала твердості Мооса, шматочки скла, поглазуровані фарфорові пластинки (бісквіти), компаси, магніт, піпетки, 10% розчин соляної кислоти, дистильована вода, колекція природних кристалів – індивідів.

Завдання. Навчіться визначати за допомогою визначника мінерали, опишіть у робочих зошитах та вивчіть мінерали за класами:

1. Самородні (графіт, сірка).
2. Сульфіді (пірит, марказит, халькопірит, галеніт, сфалерит, кіновар).
3. Оксиди і гідроксиди (кварц, халцедон, опал, гематит, магнетит, лімоніт, піролюзит, корунд, хроміт, боксит).
4. Карбонати (кальцит, магнезит, сидерит, доломіт, малахіт, азурит).
5. Сульфати (барит, гіпс).
6. Фосфати (апатит, фосфорит).
7. Галоїди (галіт, сильвін, флюорит).
8. Силікати (ортоклаз, олівін, рогова обманка, мусковіт, біотит, тальк, нефелін, топаз, хризотил-азбест, берил, гранат).
9. Органічні (бурштин).

Приклад характеристики мінералів класу солей кисневмісних кислот. Підклас карбонати.

Арагоніт CaCO_3 . Назву дав А.Г. Вернер у 1796 р. за назвою місцевості Арагон в Іспанії.

Хімічний склад, %: CaO -56, CO_2 - 44, інколи містить домішки стронцію, свинцю, зрідка-цинку.

Фізичні властивості:

- блиск.....скляний, жирний;
- твердість.....3,3;
- спайність.....недосконала;
- злам.....раковистий;
- колір.....білий, жовтувато-білий;
- риска.....біла;
- прозорість.....прозорий, напівпрозорий;
- щільність.....2,95 г/см³.

Діагностичні ознаки: від кальциту відрізняється відсутністю спайності, більшою твердістю. При нагріванні з $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$ порошок арагоніту забарвлюється в фіолетовий колір, порошок кальциту майже не змінює кольору або забарвлюється в синюватий чи зеленкуватий колір у разі тривалого кип'ятіння.

Форми виділення. Трапляються друзи, голчасті, радіально-променеві агрегати, натічні утворення, ооліти.

Походження переважно гіпергенне і гідротермальне. Утворюється з гарячих кальцієвмісних карбонатних вод (кальцит із холодних), а також у корі вивітрювання під час вивітрювання гірських порід і в зоні окиснення рудних родовищ. У корі вивітрювання менш стійкий, ніж кальцит і з підвищенням температури переходить у кальцит.

Поклади знайдено в Узбекистані, Чехії, Сицилії. В земній корі менш поширений, ніж кальцит.

Застосовують у будівництві, хімічній, цукровій, металургійній промисловості, ювелірній справі.

Питання і завдання для самоконтролю

1. Наведіть сучасні класифікації мінералів за хімічним складом, кристалохімічною структурою, застосуванням у народному господарстві.
2. Схарактеризуйте мінерали класу самородних елементів.
3. Дайте характеристику мінералів класу сульфідів.
4. Які мінерали входять до класу галоїдних сполук?
5. Назвіть підкласи мінералів, які входять до класу силікатів.
6. Що ви знаєте про мінерали класу фосфатів і нітратів?
7. Розкажіть про мінерали класу карбонатів.
8. Які мінерали входять до класу оксидів та гідроксидів? Перелічіть їх характерні ознаки.
9. Наведіть кілька прикладів мінералів класу сульфатів і схарактеризуйте їх.
10. Схарактеризуйте речовини, які входять до класу вуглеводневих сполук.

Домашнє завдання

1. Є чотири зразки твердих речовин: сода, крейда, мірабіліт, гіпс. Чи можна розрізнити ці речовини за допомогою води і нітратної кислоти? Дайте обґрунтовану відповідь.
2. Найпоширеніший у природі фторапатит містить 42,23% P_2O_5 , 50,03% CaO і 7,74% CaF_2 . Подайте склад цього мінералу у вигляді формул двох солей.
3. Яким простим способом можна відрізнити карбонати від нітратів, сульфатів і хлоридів?
4. Подайте у вигляді сполук оксидів формули таких мінералів: анорит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, серпентин $\text{Mg}_2\text{H}_4\text{Si}_2\text{O}_9$, альбіт $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$, вілеміт Zn_2SiO_4 , ортоклаз KAlSi_3O_8 .

ЛАБОРАТОРНА РОБОТА № 4 ГІРСЬКІ ПОРОДИ ТА ЇХ КЛАСИФІКАЦІЯ

Теоретична частина

В земній корі та на її поверхні під дією різноманітних геологічних процесів сформувалися і продовжують формуватися різноманітні асоціації мінералів, які одержали назву “гірські породи”.

Гірські породи - це природні мінеральні агрегати, які складають літосферу Землі у вигляді самостійних геологічних тіл. Традиційно, під гірськими породами розуміють тільки тверді тіла, хоча в ширшому розумінні до них також відносять воду, нафту, природні гази.

Вважається, що гірськими породами складені верхні оболонки планет земної групи, а також Місяць та астероїди.

Залежно від умов формування, серед гірських порід виділяють три основні генетичні групи:

а) магматичні породи, які утворилися в процесі кристалізації або застигання складного природного розплаву - магми (лави);

б) осадові породи, які утворилися за рахунок механічного, хімічного і біологічного процесів в приповерхневій зоні земної кори;

в) метаморфічні породи, формування яких пов'язане з переродженням (перекристалізацією) первинних осадових або магматичних гірських порід на відповідних глибинах земної кори під впливом різноманітних фізико-хімічних факторів.

Незважаючи на відокремленість виділених вище трьох основних груп гірських порід, деякі з них пов'язані між собою перехідними групами. Так, магматичні та осадові породи мають проміжну групу вулканічно-уламкових порід. Крім того, як магматичні, так і осадові породи можуть бути різною мірою метаморфізованими, аж до повного переплавлення.

Магматичні та метаморфічні гірські породи складають близько 90% об'єму земної кори, решта 10% припадає на долю осадових гірських порід, але вони займають близько 75% площі земної поверхні.

Практичне значення гірських порід надзвичайно велике. З ними генетично пов'язані більшість рудних і нерудних корисних копалин, в тому числі вода, нафта і газ. Часто гірські породи самі є корисними копалинами, тобто об'єктами розробки. Це різноманітні будівельні матеріали (піски, гравій, вапняки, граніти, базальти та ін.), апатити, фосфорити, різноманітні солі. Крім того, всі види господарської діяльності відбуваються на поверхні геологічного середовища, яке складається з різноманітних гірських порід.

Магматичні гірські породи

Джерелом утворення магматичних гірських порід є магма або лава.

Магма - це розплавлена вогняно-рідинна маса, переважно силікатного складу, яка виникла в земній корі або верхній мантії та утворила при застиганні магматичні гірські породи. Магма – складний розчин великої кількості хімічних елементів і сполук, серед яких переважають Si, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, O, H, S, Cl, P. Кристалізація цих компонентів може проходити як в надрах Землі, так і на її поверхні.

В вулканічних областях магма досягає земної поверхні і виливається у вигляді лави. Вона утворює в жерлах вулканів екструзивні тіла або викидається з газами у вигляді попелу. Останній, у суміші з уламками бокових порід та осадовим матеріалом, формує різноманітні туфи.

Лава - це гаряча рідинна або повністю розплавлена маса гірських порід, вилита або витиснута на поверхню Землі під час вулканічного виверження. Вона відрізняється від магми відсутністю летких компонентів, деякими геологічними і фізико-хімічними властивостями.

Магматичні маси, що застигають на глибині, утворюють різні за формою і розмірами інтрузивні тіла. За розмірами вони бувають від дрібних, що виповнюють тріщини, до величезних масивів, які охоплюють площу в багато тисяч кв. км. Серед вилитих на поверхню вулканічних гірських порід, переважають базальти, а серед сформованих на глибині - граніти.

Гірські породи, що утворилися при кристалізації магми на глибині, одержали назву **інтрузивних**. Породи, які утворилися в результаті затвердіння лави на поверхні Землі або на незначних глибинах, названі **ефузивними**. Окремо виділяють, так звані, жильні породи. Їх формування пов'язане з проникненням магми по тріщинах у бокові породи.

Природні магми мають різний хімічний склад. Однак склад початкової магми остаточно не відомий. Деякі вчені вважають, що початковою була базальтова магма, з якої в процесі еволюції виникають всі інші типи магми. Інші вважають, що спочатку існували два типи магми - гранітна і базальтова.

Мінеральний склад магматичних гірських порід тісно пов'язаний з їх хімічним складом. Одночасно він також залежить від умов формування окремої породи. Інтрузивні породи формуються на значних глибинах, що сприяє повільній і повній розкристалізації

магми з утворенням цілої гами мінералів. Застигання лави, яка вилилась на поверхню Землі, призводить до повної втрати летких компонентів, що сприяє швидкому застигання. В більшості випадків утворюється склоподібна маса з незначною кількістю кристалічних вкраплень окремих мінералів.

Магма може зазнати перетворень і змінити свій склад, попадаючи в інші умови, ніж ті, в яких вона утворилась. Це призводить до утворення різних за мінеральним складом гірських порід. Диференціація магми може відбуватись до розкристалізації або в процесі кристалізації. Місцем диференціації може бути проміжне магматичне джерело або місце її застигання.

Магма - складний розчин, в якому випадання твердих фаз визначається законом діючих мас і розчинністю компонентів. Тому в багатій на алюмосилікати і лужні компоненти магмі, польові шпати виділяються раніше від темноколірних мінералів. А у сильно перенасичених кремнеземом - першим часто виділяється кварц. Навіть в магмі одного складу кристалізація змінюється залежно від температури, тиску і вмісту летких компонентів.

Детальне вивчення магматичних порід дозволило розробити відповідні класифікації. Найбільш обґрунтованими класифікаціями магматичних порід є класифікації, які базуються на хімічному і мінеральному складі. Одночасно всі класифікації відображають специфіку формування і умови утворення тієї чи іншої породи.

Головним компонентом, покладеним в основу хімічної класифікації магматичних інтрузивних та ефузивних гірських порід, є вміст в них SiO_2 . Залежно від вмісту SiO_2 всі магматичні породи об'єднують в чотири групи. Окремо виділяють групу лужних порід (таблиця 1).

Таблиця 1 - Класифікація магматичних гірських порід

№ п/п	Типи порід	Породи		Мінеральний склад
		Інтрузивні	ефузивні	
I	Ультра-основні $\text{SiO}_2 < 45\%$	перидотити, дуніти, піроксеніти	пікрити, кімберліти	олівін, піроксен, рудні мінерали, рідко рогова обманка
II	Основні $\text{SiO}_2 45 - 52\%$	габро, лабрадорити	базальти	основний плагіоклаз, піроксени, біотит, олівін
III	Середні $\text{SiO}_2 52 - 65\%$	діорити, кварцеві діорити	андезити, андезитові порфіри	середній плагіоклаз, рогова обманка, слюди, калієвий польовий шпат
IV	Кислі $\text{SiO}_2 > 65\%$	граніти, гранодіорити	ріоліти, дацити	кварц, польові шпати, кислий плагіоклаз, слюди
V	Лужні $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Li}_2\text{O} 9 - 12\%$	нормальні сієніти, лужні сієніти, ніфелінові сієніти	трахіти, трахітові порфіри, фоноліти	ніфелін, альбіт, ортоклаз, авгіт

Осадові гірські породи

Осадова гірська порода - це геологічне тіло, яке складається з мінеральних або органічних утворень, що сформувалося на поверхні суші або на дні водойми та існує в термодинамічних умовах, характерних для верхньої частини літосфери.

Вихідним матеріалом для утворення осадових гірських порід є продукти вивітрювання магматичних, метаморфічних і більш давніх осадових порід; продукти життєдіяльності організмів, вулканічної діяльності, випадання в осад хімічних сполук з атмосферних газів і води, космічного матеріалу.

Осадовий матеріал, що утворився на поверхні суші переміщується водою, вітром, льодом та іншими екзогенними факторами і поступає у водні басейни. В процесі переносу відбувається його диференціація за розмірами і густиною та часткове осадження на шляху перенесення.

Процес осадонакопичення являє собою комплекс механічних, фізичних, хімічних і біологічних перетворень, які відбуваються в декілька етапів - утворення осадового матеріалу,

його перенесення, накопичення і перетворення в осадову гірську породу. Ці етапи називають *літогенезом*. Вони відбуваються за невеликий геологічний проміжок часу, який, в більшості випадків, не перевищує декілька десятків тисячоліть.

Наступна після літогенезу стадія називається стадією катагенезу. Вона, залежно від особливостей геологічного розвитку території, може тривати декілька сотень мільйонів і навіть мільярди років.

Осадів гірські породи складають близько 10% маси земної кори і покривають 75% поверхні Землі. Основне їх поширення - на материках (752 млн.км²), шельфах і континентальних схилах (158 млн. км³). На дно океанів припадає 190 млн. м³. В межах материків близько 20% об'єму осадових гірських порід залягають на платформах і 48% - в геосинкліналях. Товщина осадової оболонки коливається від часток метра до 10-15 км і можливо навіть більше. Але, в порівнянні з всім об'ємом Землі, це складає надзвичайно малу частину. Нижче осадових порід переважно залягають метаморфічні або магматичні породи.

Формування осадових гірських порід надзвичайно складний природний процес, який проходить в різних умовах і визначається різноманітними факторами та силами земного та космічного походження. Серед них головну роль відіграють тектонічні процеси, клімат, рельєф, життєдіяльність тварин і рослин та ін. Крім того, на утворення осадових гірських порід значний вплив здійснюють: газовий склад атмосфери, сольовий склад і мінералізація вод гідросфери, інтенсивність і форми прояву вулканічної діяльності, склад порід областей живлення та інші фактори.

Осадів гірські породи формуються за рахунок ряду компонентів, що виникають на різних стадіях літогенезу. Основними складовими частинами цих порід є уламкові, хемогенні, біогенні, вулканогенні, колоїдні та космічні компоненти. При цьому, осадові породи можуть включати одну, а найчастіше декілька відмічених складових частин. Найголовнішими з них є уламкова, хемогенна, біогенна, а в давніх відкладах і вулканогенна складові. Роль космічного матеріалу в процесі породоутворення невелика і характерна для порід геосинклінальних областей.

Названі компоненти перебувають у різних поєднаннях та кількісних співвідношеннях, навіть при однаковому хемогенному, біогенному або уламковому походженні. Ця обставина викликає суттєві труднощі при систематизації осадових порід. До сьогоднішнього дня поки що не існує єдиної схеми їх класифікації. Тому, найчастіше застосовується поділ осадових гірських порід, в основу якого покладено умови утворення, структуру і склад основної частини породи. Виділяють три основні групи осадових порід - уламкові, хемогенні та органогенні (таблиця 2).

Таблиця 2-Класифікація осадових гірських порід

Уламкові породи					
Підгрупи порід	Розмір уламків, мм	Рихлі		Зцементовані	
		округлі	кутоваті	округлі	кутоваті
Грубоуламкові (псефіти)	>1000	Глиби	Глиби	Глиб. конглом	Глибова брекчія
	1000-500	Валун крупний	Валун крупний	Валу нний конг ломе- рат	Валу нна брек чія
	500-250	Валун середній	Валун середній		
	250-100	Валун дрібний	Валун дрібний		
	100-50	Галька крупна	Щебінь крупний		
	50-25	Галька середня	Щебінь середній	Галь кови й конг ломе- рат	Щеб нева брек чія
	25-10	Галька дрібна	Щебінь дрібний		
	10-5	Гравій крупний	Дресва крупна		
	5-2,5	Гравій середній	Дресва середня		
	2,5-1,0	Гравій дрібний	Дресва дрібна		
Середньо-уламкові, піщані (псаміти)	1,0-0,5	Пісок крупнозер		Пісковик крупнозер	
	0,5-0,25	Пісок середньозер.		Пісков середньозер.	
	0,25-0,1	Пісок дрібнозер.		Пісковик дрібнозер.	
Дрібно-уламкові (алеврити)	0,1-0,05	Алеврит крупнозер		Алевроліт крупнозер	
	0,05-0,025	Алеврит середнзер.		Алевроліт середнзер.	

	0,025-0,01	Алеврит дрібнозер.		Алевроліт дрібнозер.	
Тонко-уламкові, глинисті (пеліти)	0,01-0,001	Глина груба		Аргіліт грубий	
	<0,001	Глина тонка		Аргіліт тонкий	

Назва підгруп	Органогенні	Хемотрогенні
Карбонатні	Вапняк кораловий, вапняк фузуліновий, вапняк-ракушняк, крейда, мергель	Вапняк хемотрогенний, доломіти, мергелі (CaO)
Кременисті	Діатоміт	Опока, кремій (SiO ₂)
Залісті	-	Залізна руда, лімоніт (HFeO ₂)
Алюміністі	-	(діаспор Al ₂ O ₃) Боксити (б'юміт Al(OH) ₃)
Фосфатні	-	Фосфорити(апатит Ca ₅ [PO ₄] ₃ F)
Галоїдні (соляні)	-	(галіт NaCl) Кам'яна сіль, калійна сіль(сильвін KCl)
Гіпсові (сірчанокислі)	-	(CaSO ₄ ·2H ₂ O) Гіпси, ангідриди(CaSO ₄)
Каустобіоліти	Нафта, горючий газ, буре та кам'яне вугілля, торф, озокерит, горючий сланець	-

Якщо порода складається з декількох складових частин, то основою для її належності до конкретної групи є кількісне співвідношення між цими частинами. До уламкових належать породи, в яких уламковий матеріал складає понад 50%. До хемотрогенних і біогенних – породи із вмістом хімічних і біогенних компонентів понад 50%.

В кожному із основних генетичних типів порід поділ на більш дрібні категорії проводиться за додатковими ознаками. В уламкових породах цими ознаками є структурні особливості (розмір і форма уламків); в хемотрогенних та органогенних - хімічний склад, кількісне співвідношення складових частин, структура, комплекс і ступінь збереженості органічних залишків.

Приклад опису грубоуламкових порід. Галька. Пл'яз на березі Чорного моря. В квадраті 0,5×0,5 м зібрано 150 камінчиків. Галька за розміром однорідна і належить до фракцій від 10 до 100 мм. Вміст фракцій 100-50 мм 25%, 50-10 мм 65%, менше 10 мм 10%. Галька представлена різними типами порід: плагіоклазами, роговообманковими порфіритами, діоритами, вапняками, кварцовими сієнітами, рожевими гранітами, долеритами, кварцитами, яшмою, амфіболами, габбро, алевропелітами. Галька за формою різна. Галька, компонентами якої є перші 4 породи, плоска, наступні п'ять – округла, а галька із алевропелітів займає проміжне положення. Середній коефіцієнт окатаності гальки 78% (розрахований по K₀):

$$K_0 = 0,25(0n_0 + 1n_1 + 2n_2 + 3n_3 + 4n_4)/N$$

де n₀-n₄ –кількість гальки з певним балом окатаності;

N – кількість гальки в пробі.

Коефіцієнт плоскості (K_y) дорівнює 1,52 для усієї проби, для плоскої гальки він дорівнює 1,7, для округлої 1,0-1,1. Отже, галька дрібна, поліміктова (переважають вивержені і ефузивні породи – порфірити і діорити), помірно і добре окатана з переважанням плоских форм.

Макроскопічне дослідження уламкових порід дозволяє встановити тільки загальні риси складу, структури і текстури, тому обов'язковим є вивчення їх у шліфах. Матеріал оцінюється кількісно за різним генезисом (уламковим матеріалом і цементом). Оцінка дається візуально або з допомогою трафаретів (рис.1).

Для визначення розміру зерен в шліфах вимірюють діаметр уламкових частинок з допомогою окулярного мікрометра. Вимірювання проводять лінійкою, яка вмонтована в окуляр. Попередньо визначають ціну поділки окуляра для різних об'єктивів. На шліфі з сторони покривного скла проводять ряд паралельних ліній. Пересуваючи шліф вздовж ліній, вимірюють всі зерна, що потрапили на ці лінії. В бланку (табл. 3) фіксують не розміри зерна, а потрапляння їх у відповідні класи крупності. Кількість вимірювань складає 300-500. Для

виконання аналізу шліфи повинні бути однаково орієнтованими паралельно площині напластування.

У визначений в шліфі вміст кожної гранулометричної фракції вводять поправки, які нівелюють ефект зрізання. Перераховують вміст гранулометричних фракцій на дійсний процентний вміст за формулами:

$$Q_1 = 100F_1/51 = 1,96F_1$$

$$Q_2 = 1,96(F_2 - 0,21Q_1)$$

$$Q_3 = 1,96[F_3 - (0,21Q_2 + 0,1Q_1)]$$

$$Q_n = 1,96[F_n - (0,21Q_{n-1} + 0,1Q_{n-2} + 0,075Q_{n-3} + 0,037Q_{n-4} + 0,025Q_{n-5} + 0,015Q_{n-6} + 0,01Q_{n-7})]$$

де Q_1, Q_2, \dots, Q_n – вміст зерен в кожній фракції, %.

Приклад гранулометричного аналізу, виконаного в шліфі, і перерахунок на дійсний вміст зерен кожної фракції наведений в табл.4.

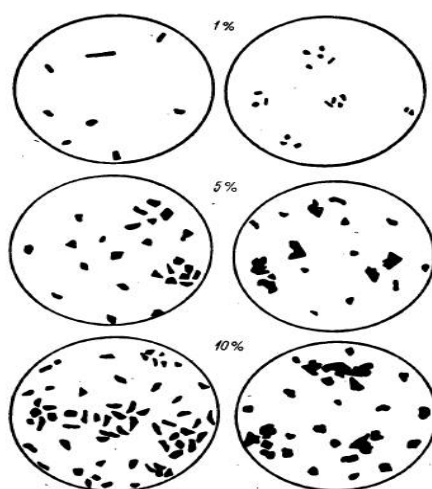


Рисунок 1- Трафарети для візуального визначення уламкового матеріалу

Таблиця 3 – Бланк для виконання гранулометричного аналізу в шліфах

Кінцеві розміри фракцій для шкали кратністю 1,25, мм	Кількість поділок окулярної лінійки для об'єктиву 8×	Число зерен по фракціям	Сума зерен в кожній фракції	Сума зерен в усіх фракціях
2,00-1,60	91-73			311
1,60-1,25	73-56			
1,25-1,00	56-45			
1,00-0,80	45-36	1	1	
0,80-0,60	36-27	1, 1, 1	3	
0,60-0,50	27-23	1, 1, 1...	6	
0,50-0,40	23-18	1, 1, 1...	13	
0,40-0,31	18-14	1, 1, 1...	30	
0,31-0,25	14-11	1, 1, 1, 1...	35	
0,25-0,20	11-9	1, 1, 1, 1, 1...	43	
0,20-0,16	9-7	1, 1, 1, 1, 1, 1...	180	

Таблиця 4 – Обчислення дійсного гранулометричного складу піщаної породи за даними вимірювання зерен в шліфах (шкала з кроком $10^{1/10}$)

Кінцеві розміри фракцій для шкали кратністю, мм	Видимий вміст зерен, %	Поправочні коефіцієнти	Обчислений вміст зерен, %	Дійсний вміст зерен, %
1,00-0,80	0,32	51	0,63	0,4
0,80-0,60	0,96	21	1,63	1,03
0,60-0,50	1,93	10	2,99	1,88
0,50-0,40	4,18	7,5	6,55	4,12

0,40-0,31	9,65	3,7	15,37	9,68
0,31-0,5	11,25	2,8	13,84	9,72
0,25-0,420	13,84	1,5	17,11	10,77
0,20-0,16	57,87	1	100,74	63,4
0,16-0,125				
0,125-0,10				
0,10-0,05				
			158,86	100

Метаморфічні гірські породи

Назва “метаморфізму” походить від грецького слова "метаморфоз", що означає переродження. Отже, метаморфічні гірські породи утворюються в результаті значної переробки осадових і помірною переробкою магматичних гірських порід в надрах земної кори. Ці переродження супроводжуються сильною або незначною перекристалізацією порід в твердому стані, переважно без суттєвого розплавлення порід метаморфізації.

Метаморфічні породи мають досить широке розповсюдження в земній корі. Вони є основною складовою частиною найдавніших утворень, в тому числі й більшості древніх гірських систем. З цим типом гірських порід генетично пов'язані родовища урану, золота, молібдену, вольфраму, заліза, дорогоцінного і технічного каменю, керамічної та діелектричної сировини та ін. Процеси формування метаморфічних гірських порід відбуваються під впливом високих температур, тисків та циркуляції водних і газових розчинів.

Температура. На основі сучасних досліджень вважають, що метаморфізм відбувається при температурах від 300-400⁰С до 800-1000⁰С.

Тиск відіграє надзвичайно важливу роль при метаморфізмі. Швидкість зростання тиску з глибиною, головним чином, залежить від середньої густини вище залягаючих порід і становить 25-30 МПа на 1 км глибини. При цьому, тиск може бути одностороннім (стрес) і всестороннім (гідростатичним).

Підвищення температури в зонах метаморфізму сприяє прискоренню хімічних реакцій в декілька сотень разів, збільшує ступінь ізоморфної змішаності, призводить до розпаду кристалічних ґраток нестійких при цих умовах мінералів і формування більш стійких. Все це обумовлює перекристалізацію одних мінералів і появу інших. Багато мінералів, які в своєму складі мають воду, вуглекислий газ, хлор, бор, гідроксильну групу та інші легкорухомі компоненти, розкладаються і перетворюються у тверду і газоподібну форми.

Метаморфізм гірських порід, залежно від факторів, що переважають, поділяють на такі типи: **локальний**, який охоплює порівняно невеликі ділянки земної кори; **регіональний**, який охоплює значні території земної кори.

Метаморфічні породи належать до гірських порід, які за своїм зовнішнім виглядом і фізичними властивостями різко відрізняються від магматичних і осадових. Це пов'язано з тим, що первинні магматичні чи осадові породи, переходячи в метаморфічні, практично повністю змінюють свій зовнішній вигляд і ознаки. Особливо це стосується текстури і структури, характеру розподілу окремих мінералів в об'ємі та частково інших фізичних властивостей.

В основу класифікації метаморфічних гірських порід покладено ряд ознак, серед яких найважливішими є: хімічний і мінеральний склад, структура, текстура, види метаморфізму. Мінеральний склад дає змогу встановити тиск і температуру метаморфізму; структурні і текстурні особливості - глибину і способи метаморфізму; хімічний склад - характер первинних порід. Отже, основу класифікації метаморфічних порід складають типи метаморфізму.

Серед порід локального метаморфізму виділяють глинисті сланці, роговики, мармур, брекчії, вторинні кварцити, скарни тощо. Породи регіонального метаморфізму представлені гнейсами, амфіболітами, кварцитами, граніто-гнейсами та ін.

Описати їх у робочих зошитах за схемою: назва породи, структура і текстура, мінеральний склад, форма і райони залягання, використання. Перенесіть у робочий зошит класифікацію магматичних порід і вивчіть її.

Приклад опису глинини часовярської полтавської серії неогену (кам'яновугільні відклади) (Донбас).

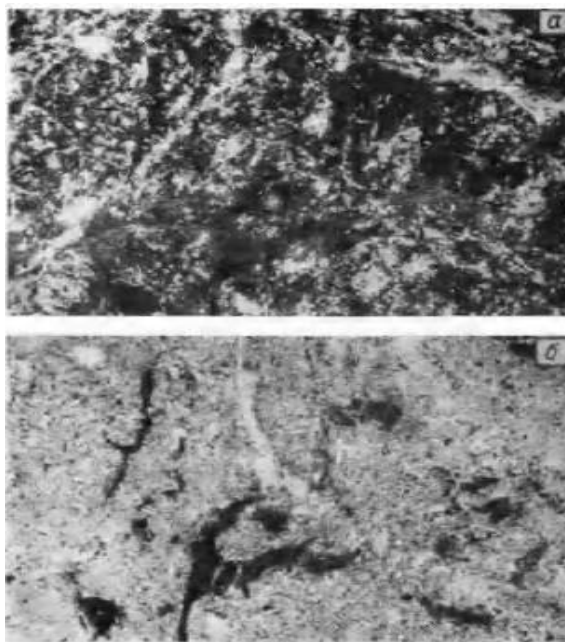


Рисунок 2 - Алевритова гідрослюдисто-каолінова глина з алевритовою структурою і слабкоорієнтованою текстурою на ділянках розвитку гідрослюд. Помітні вуглефіковані органічні залишки Збільшення 100*.

а –ніколі схрещені, б -ніколь 1.

Макроскопічний опис: глина сіро – біла, пластична, в'язка, добре ріжеться ножом, часто з блиском на поверхні ковзання, злам нерівний, шкаралупоподібний, від соляної кислоти не закипає, розкочується в тонку нитку (тонко дисперсна).

Мікроскопічний опис: структура пелітова, неоднорідна. Основна маса при одному ніколі сіро-жовта, в схрещених ніколях показує низьке подвійне переломлення (сірі кольори інтерференції), місцями спостерігається хвилясте гасіння – хвилясті лускоподібні ділянки шліфу. В невеликій кількості зустрічаються зерна кварцу і каоліново розкладеного польового шпату (1-3%) алевритової розмірності (0,01-0,03 мм), поодинокі зерна акцесорних мінералів (циркону і рутилу) і глобули піриту.

Експериментальна частина

Обладнання: лотки з набором поширених метаморфічних порід із розрахунку один на двох студентів, склянки з 10% розчином хлоридної кислоти.

Ознайомитися за навчальними колекціями зі зразками поширених магматичних, осадових та метаморфічних порід. Описати їх у робочих зошитах за схемою: назва породи, структура і текстура, мінеральний склад, форма і райони залягання, використання. Перенесіть у робочий зошит класифікацію магматичних порід і вивчіть її.

Під час опису осадових порід дотримуйтеся такої послідовності: назва породи, структура і текстура, колір (переважаючий), петрографічний чи мінералогічний склад, форма зерен, ступінь їх обкатаності (гострокутні, напівобкатані, обкатані), склад цементуючого матеріалу (за можливістю). Для гальки, щебеню, гравію, жорстви дайте характеристику мінерального (чи петрографічного) складу, кольору, однорідності. Для конгломератів і брекчій вкажіть склад уламків, їх однорідність, колір, мінеральний склад цементу (скипає під дією HCl – карбонатний, не ріжеться ножом – кременистий). Під час опису глин вкажіть їхній колір, фізичні властивості (здатність поглинати воду, пластичність, реакція з соляною кислотою), мінеральний склад (визначають методом забарвлення) і назву породи.

Замалуйте у зошитах характерні текстури метаморфічних порід.

Дослід 1. Визначення обмінної кислотності торфу. Для ефективного використання торфу у сільському господарстві необхідно знати його реакцію. Верховий погано

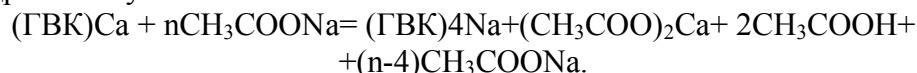
розкладений торф має кислу реакцію і його доцільно використовувати як підстилку сільськогосподарським тваринам. Низинний добре розкладений торф з реакцією близькою до нейтральної використовують для виготовлення компостів.

З ретельно перемішаної лабораторної проби відбирають 4 г повітряно сухого торфу і переносять у конічну колбу на 500 мл. Доводять об'єм колби до 100 мл 1,0Н розчином калій хлориду, додають кілька крапель толуолу і збовтують 30хв. Потім розчин відфільтровують у конічну колбу на 250 мл. Фільтрат переносять у лабораторний стаканчик і на рН-метрі визначають рН сольової витяжки. Результат записують у робочий зошит і роблять висновок про доцільність застосування торфу.

Дослід 2. Визначення ступеню розкладу торфу. Ступінь розкладу торфу показує кількість гуміфікованих речовин у ньому (%). Ступінь розкладу визначають під мікроскопом за зовнішніми ознаками торфу і за таблицею визначають ступінь розкладу:

Стан рослинних решток	Пластичність торфу при стисненні у руці	Ознаки віджатої рідини	Ступінь розкладу, %
Добре збереглися, видно не озброєним оком	Не продавлюється між пальцями і не забруднює руки	Віджимається легко, безбарвна або ледве забарвлена, інколи каламутна	До 20
Рештки можна помітити при уважному розгляданні	Майже не продавлюється між пальцями	Світло коричнева, каламутна	20-30
Рештки відрізнити важко, торф чорного кольору	Частина продавлюється між пальцями, забруднює руку	Темно сіра або темно коричнева, віджимається з деяким зусиллям по краплинам	35-50
Непомітні, можуть зустрічатися шматочки кори	Майже вся маса продавлюється між пальцями, дуже забруднює руку	Не віджимається	Більше 50

Дослід 3. Визначення гідролітичної кислотності торфу. При взаємодії з торфом розчину ацетату натрію, іони натрію витісняють з вбирного комплексу іони водню, які обумовлюють обмінну і гідролітичну кислотність:



Одночасно визначається актуальна і обмінна кислотність.

Наважку 1,5 г перетертого і просіяного на сито з отворами 1мм повітряно сухого торфу переносять у конічну колбу об'ємом 1 л. Наливають у колбу 450 мм розчину 1,0 Н оцтовокислого натрію, що є гідролітично лужною сіллю з рН 8,2, і збовтують 1 годину. Розчин відфільтровують у конічну колбу на 500 мл, відкидаючи перші каламутні порції фільтрату. Відбирають 50 мл, додають декілька крапель фенолфталеїну і титрують 0,1Н розчином лугу до блідо рожевого кольору. Паралельно титрують 50 мл розчину оцтовокислого натрію.

Гідролітичну кислотність торфу визначають за формулою:

$$H_T = 600(a-b)T/10,$$

де а- об'єм лугу, витраченого на титрування фільтрату, мл;

в- об'єм лугу, витрачений на титрування 50 мл розчину оцтовокислого натрію, мл;

600- коефіцієнт для перерахунку на 100 г торфу.

Дослід 4. Визначення зольності торфу. Наважку повітряно сухого торфу переносять у прожарений і зважений фарфоровий тигель. Переносять тигель у муфельну піч і спалюють при 800°C протягом 2-3 год. Тигель переносять у ексікатор для охолодження і зважують. Операції спалювання і зважування повторюють до тих пір, доки різниця між двома зважуваннями не буде рівною 0,001 мг. Вміст золи визначають за формулою:

$$X = 100M/H,$$

де Х- вміст золи у торфі, %;

Н- наважка торфу до спалювання, г;

М-наважка вмісту тигля після спалювання, г.

Дослід 5. Визначення групи вугілля. На металевій пластинці подрібнити молотком невеликий шматочок вугілля (порошок вугілля можна натерти терпугом). Отриману масу перенести у пробірку, додати 10% розчину їдкого калію, закрити великим пальцем, добре збовтати і дати відстоятися. Поява бурого забарвлення вкаже на наявність бурого вугілля. Розбавлена нітратна кислота забарвлює порошок бурого вугілля в яскраво червоний, жовтогарячий колір. У міцній азотній кислоті порошок бурого вугілля розчиняється. Порошок кам'яного вугілля не забарвлює розчини калій гідроксиду і нітратної кислоти навіть при нагріванні; міцна нітратна кислота діє на нього повільно і слабо.

Дослід 6. Пошук виходу природного газу. Літрову пляшку потрібно наповнити водою, закрити пальцем і опустити у воду водойми, болота чи калюжі горлом вниз, притримуючи за денце іншою рукою. Під водою палець забирають (тиск повітря на поверхні води утримуватиме воду у пляшці). З допомогою лійки, яка закріплена на кінці гумової трубки, ловлять потік бульбашок газу і вводять під водою в горло пляшки протилежний кінець трубки. Газ, в залежності від сили напору, повільно чи швидко почне витісняти воду з пляшки. Пляшку потрібно наповнити газом частково, залишивши 10 см (разом з горлом) для «водяної пробки». Під водою пляшку щільно закривають гумовою або корковою пробкою (без отвору від штопору). Пробку і горло ретельно витирають насухо і заливають сургучем або воском. Пляшки зберігають і транспортують в перевернутому стані для попередження витіку газу. Горючий газ горить безбарвним полум'ям, в наявності якого можна пересвідчитися, опускаючи у пляшку тліючу паличку. Роблять це так: пляшку перевертають горлом вниз, акуратно відкривають пробку і, коли вода стече, поступово через горло вводять тліючу паличку.

Дослід 7. Візуальне виявлення покладів нафти. Нафта зустрічається тільки серед осадових порід (пісків, піщаників, ніздрюватих вапняків і доломітів). Із зовнішніх ознак наявності нафти необхідно звертати увагу на наступні:

- просочування рідкої нафти в глибоких балках, біля підніжжя схилів, по берегам річок. Якщо нафта просочується разом з водою, то на її поверхні помітні райдужна плівка. Подібні плівки можуть утворювати залізисті утворення, але відрізнити їх легко: варто легенько вдарити паличкою, як залізиста плівка розіб'ється на нерівні шматки, а нафтова почне розходитися язиками, які не втрачають зв'язку між собою;
- відкладення асфальтових мас смолисто-чорного кольору і щільних темно бурих покладів, які називаються кирами (продукт зміни нафти під дією вивітрювання і інших процесів);
- утворення гірського воску (озокериту);
- вихід просякнутих нафтою порід. При значному вмісті нафти шматочки породи пахнуть гасом і на папері залишають маслянисті плями темного кольору. При слабких ознаках нафти шматочок породи подрібнюють, насипають у пробірку на 2 см, наливають бензин шаром 4 см, прикривають пробірку великим пальцем і збовтують декілька разів. В залежності від насичення породи нафтою бензин забарвлюється в жовто-бурі тони різної сили кольору. Інколи колір з'являється тільки після доби .

Можна покласти шматок породи у ємкість з водою і спостерігати за появою райдужної плівки, яка при сонячному освітленні добре проявляється.

Теми рефератів

1. Геохімія природних газів нафтогазоносних басейнів.
2. Болотні мінералого – геохімічні системи.
3. Геохімія викопного вугілля.
4. Геохімія і геологія нафти і газу.
5. Елементи-індикатори каустобіолітів.
6. Паливні ресурси України.

Домашнє завдання

1. При аналізі крейди одного з родовищ виявили 55,6% оксиду кальцію та 43, 91% вуглекислого газу. Чи містить крейда цього родовища, крім карбонату кальцію, інші солі вугільної кислоти?
2. Чому графіт і кокс горять без полум'я, а дрова і кам'яне вугілля дають полум'я?
3. Фосфорити містять у середньому 25% P_2O_5 . Якій кількості (в %) фосфату кальцію це відповідає?
4. Найчастіше у фосфоритах бувають такі домішки: карбонат кальцію, фторид кальцію, окис заліза, окис алюмінію. Складіть рівняння всіх реакцій, які відбуваються при обробці таких фосфоритів соляною кислотою.

Питання для самоконтролю

1. Що таке гірська порода?
2. Як поділяються гірські породи за способом утворення?
3. Що таке осадові породи і в яких умовах вони формуються?
4. Що таке діагенез, катагенез і метакатагенез осадових гірських порід?
5. Які корисні копалини пов'язані з осадовими гірськими породами?
6. Які гірські породи відносяться до метаморфічних?
7. За яким принципом класифікують магматичні породи?
8. Що таке структура і текстура породи?
9. Які структури і текстури характерні для інтрузивних і ефузивних порід?
10. Які мінерали характерні для кислих, середніх, основних і ультра основних порід?

ЛАБОРАТОРНА РОБОТА №5

ОСНОВНІ ЕТАПИ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ ЗЕМЛІ ТА ЇЇ РЕЛЬЄФУ

В процесі розвитку цивілізації людину постійно цікавив вік Землі, її будова, походження, причини геологічних явищ і процесів. Робилось багато спроб визначення віку Землі, в цілому, та її основних структурних підрозділів. Але тільки поступове накопичення потрібних знань дозволило встановити геохронологічну послідовність та час геологічних подій відповідно до основних етапів розвитку планети. В результаті, в історії формування і розвитку Землі та геологічного субстрату почали виділяти *догеологічний* і *геологічний* періоди. *Догеологічний* період охоплює проміжок часу від моменту виникнення Землі, як планети, до початку формування земної кори. *Геологічний* період охоплює проміжок часу від початку формування земної кори до сьогодення, коли на земній кулі основну роль почали відігравати ендегенні та екзогенні процеси, що перетворюють закладені раніше елементи геологічної будови.

Складний й довготривалий період розвитку земної кори можна відтворити на основі вивчення її речовинного складу, форм залягання мінеральних мас, структурних форм геологічних тіл, залишків рослинного і тваринного світу, що збереглися в товщі гірських порід земної кори.

Для визначення вікових взаємопоеднань гірських порід і структурних форм, в геології користуються *відносною* та *абсолютною системою геологічного літочислення*. Відносне літочислення визначає вік геологічних об'єктів і послідовність їх утворення за допомогою стратиграфічних методів. Абсолютне літочислення визначає час виникнення гірських порід, прояву геологічних процесів, їх тривалість в астрономічних одиницях (роках) радіологічними методами.

Методи визначення *відносного* віку гірських порід базуються на їх порівняльному аналізі та виявленні більш давніх і більш молодих гірських порід. Ці методи не дають змоги встановити тривалість геологічного формування, але з високою точністю визначають відносний вік сумісно залягаючих порід. Відносна геохронологія використовує стратиграфічний, палеонтологічний та петрографічний методи.

Стратиграфічний метод базується на вивченні послідовності залягання шарів гірських порід в геологічному розрізі. При цьому, приймається, що нижній шар утворився

раніше і є більш давній, ніж розташовані над ним шари. Це правило справедливе для непорушеного (первинного) залягання шарів гірських порід. Часто первинне залягання шарів може бути змінене тектонічними рухами. Шари можуть зім'ятися у складки, розірватися і переміститися один відносно одного на значні відстані. Тому, метод можна застосовувати тільки в тому випадку, коли в розрізі кожний нижчезалягаючий пласт узгоджено перекривається вищезалягаючим без розмиву і пов'язаний з ним поступовим переходом. Метод практично непридатний для районів сильної складчатості, насувів та інших тектонічних дислокацій.

Палеонтологічний метод базується на вивченні скам'янілих залишків вимерлих тварин і рослин, які існували на час утворення гірських порід, що їх містять. В основі методу лежить закон незворотності еволюції органічного світу. Організм ніколи не може повернутися до передпредкового стану, навіть тоді, коли він знаходиться в умовах, близьких до умов існування його предків. Порівняння скам'янілих залишків дає змогу встановити процес розвитку органічного світу і виділити в геологічній історії Землі ряд етапів з характерними видами рослин і тварин. Подібність керівних видів скам'янілостей в шарах гірських порід на різних територіях дозволяє допустити аналогічні фізико-географічні умови їх утворення. А знаючи абсолютний вік існування тих чи інших форм живих організмів, можна перейти до визначення абсолютного віку утворення конкретних шарів гірських порід.

Цей метод широко застосовують в геології. Він дає можливість визначити вік будь-яких шарів, які містять залишки скам'янілих організмів, незалежно від порушеності залягання гірських порід і відстані між територіями вивчення. Особливо важливе значення він має при стратиграфічному розчленуванні однорідної товщі гірських порід, що мають порівняно однаковий склад на значній території (флішові відклади). Застосування методу неможливе тільки у випадку відсутності залишків рослин і тварин, тобто у, так званих, "німих" товщах гірських порід.

Петрографічний метод базується на виділенні шарів або групи шарів, які відмінні від підстеляючих чи перекриваючих пластів. Відмінності встановлюють за кольором, речовинним складом, структурними і текстурними особливостями, включеннями, піщанистістю, глинистістю та іншими петрографічними показниками. На основі характерних особливостей в розрізі встановлюють найбільш помітні, відмінні від інших шари і пачки шарів. Наприклад, серед ритмічного чергування темно-сірих аргілітів і глинистих сланців зустрічаються пласти роговиків або туфітів, а серед монолітної товщі пісковиків - прошарки конгломератів, доломітів або строкатих аргілітів. Такі шари або пачки шарів можуть поширюватися на значних площах. Вони отримали назву "маркуючих горизонтів". За їх допомогою вдається порівняти геологічні розрізи між собою і побудувати зведений розріз для окремої площі, району або навіть цілого регіону. Однак, маркуючі горизонти, при простяганні на великі відстані, можуть змінювати свій літологічний склад і вік. Тому, застосування методу, при співставленні віддалених один від одного розрізів, може призвести до помилок при встановленні відносного віку окремих шарів і прошарків однієї і тієї ж товщі порід.

Не дивлячись на вказані недоліки цього методу, він є досить надійним при вивченні метаморфічних і магматичних порід. Без нього практично неможливо визначити відносний вік гнейсів, кварцитів, гранітів, діоритів та інших гірських різновидів.

Різновидом петрографічного методу є **мінералогічний метод**, що полягає у порівнянні за мінералогічними асоціаціями, ступенем діагенезу і метаморфізму шарів і пачок шарів (горизонтів). Застосовується він виключно на обмеженій площі при умові, що геологічний розвиток земної кори відбувався завдяки абсолютно однаковим процесам.

Абсолютна геохронологія визначає вік гірських порід в роках. Визначення віку проводиться за вмістом продуктів розпаду радіоактивних хімічних елементів, що містяться в гірських породах і мінералах. Процес розпаду проходить з постійною швидкістю протягом геологічної історії розвитку Землі. В результаті радіоактивного розпаду з'являються атомні стійких елементів, які не піддаються подальшому розпаду. Їх кількість збільшується відповідно до віку гірських порід. Різні елементи розпадаються з різною швидкістю, а тому

розроблено декілька методів визначення віку гірських порід та створено шкалу абсолютного літочислення історії Землі.

Провідними методами ядерної геохронології є: **радіовуглецевий, калій-аргоновий, стронцієвий та свинцево-урано-торієвий.**

Радіовуглецевий метод застосовують для визначення віку гірських порід в межах до 60 тис. років. В атмосфері встановилась постійна концентрація атомів радіоактивного вуглецю ^{14}C з періодом напіврозпаду понад 5700 років. Рослини і тварини, в процесі життєдіяльності, засвоюють його в такій концентрації, в якій він знаходився в атмосфері у певний період. Після їх відмирання обмін речовин припиняється, а концентрація вуглецю в залишках організмів починає зменшуватися у зв'язку з його розпадом. Заміряючи вміст, можна встановити вік органічних залишків і, відповідно, гірських порід та час різних геологічних та історичних подій. За допомогою даного методу встановлено епохи зледеніння в Європі та в Північній Америці.

Калій-аргоновий метод базується на визначенні вмісту радіоактивного аргону в калієвих мінералах. Оскільки відомо, що в процесі самочинного розпаду калію, 11% атомів ^{40}K переходять в аргон ^{40}Ar , а решта 89% - в ізоотоп кальцію ^{40}Ca , вік мінеральних утворень при цьому визначається за величиною співвідношення $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$. Чим більше це співвідношення, тим старший об'єкт, який вивчається. Однак радіогенний аргон відносно швидко виділяється із багатьох гірських порід. Тому цей метод застосовується переважно для визначення абсолютного віку осадових порід, які досить надійно затримують в собі радіогенний аргон. Крім того, можливості його застосування обмежуються температурою і тиском. Якщо породи піддавались нагріванню (понад 300°C) і високому тиску, то його застосування для визначення абсолютного віку гірських порід недоцільне.

Стронцієвий метод базується на розпаді рубідію ^{87}Rb і перетворенні його в ізоотоп стронцію ^{87}Sr , якого за всю історію геологічного розвитку Землі накопичилось трохи більше 7%. Ізоотоп ^{87}Rb присутній переважно у вигляді домішок в калієвих мінералах. Найчастіше це: польові шпати, слюди, біотит, мусковіт, лепідоліт. Абсолютний вік гірських порід цим методом визначають порівнюючи співвідношення цих ізоотопів з еталоном, який має нерадіогенне походження.

Стронцієвий метод переважно використовується для встановлення абсолютного віку вивержених магматичних порід, а також вапняків осадових гірських порід.

Свинцево-урано-торієвий метод використовується в різних варіантах і на сьогодні залишається одним з найбільш досконалих методів визначення абсолютного віку гірських порід. Баується він на тому, що свинець і гелій є кінцевими продуктами розпаду урану і торію. Для визначення віку за свинцем використовують мінерали: монацит, циркон, ураніт та ортіт, які зустрічаються в магматичних породах. Вік порід встановлюється за трьома ізоотопними співвідношеннями $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{U}$, що дає можливість контролювати співставимість одержаних результатів.

Відхилення значень віку, обчисленого за допомогою цих співвідношень, переважно невеликі і дають змогу достовірно визначити абсолютний вік вивержених і метаморфічних гірських порід, для яких інші методи не дають результатів.

Широке застосування радіологічних методів дозволило визначити абсолютний вік практично всіх гірських порід та послідовно розмістити їх згідно часу утворення. Крім цього, вдалося встановити абсолютний вік найдавніших порід планети (чарнокіт), що складає близько 4,5 млрд. років. Однак належить зазначити, що максимальний вік для більшості гірських порід планети становить 3,6-3,8 млрд. років. Одночасно вік древніх гірських порід Місяця сягає 4,5 млрд. років. Закономірно, що найдавніші породи планети зазнали суттєвих змін під впливом різних геологічних процесів за тривалий період розвитку Землі.

Дані абсолютної геохронології та аналіз багатогранних форм розвитку органічного світу на нашій планеті дали можливість систематизувати гірські породи за віком та стратиграфічним положенням. Результатом систематизації стало складання загальноприйнятої **геохронологічної шкали.**

Геохронологічна шкала являє собою послідовний ряд геохронологічних еквівалентів загальних стратиграфічних підрозділів та їх таксономічної підпорядкованості. Вони

визначають етапи розвитку Землі та її органічного світу. Назви стратиграфічних і геохронологічних одиниць в шкалі є міжнародними. Вони затверджені на II і III сесіях Міжнародного геологічного конгресу в 1881 і 1900 рр.

Підрозділи, що характеризують час, в геохронологічній шкалі відповідають певному рангу стратиграфічних підрозділів. Нижче наводяться стратиграфічні і геохронологічні підрозділи (таблиця 1).

Відомі такі ідрозділи геохронологічної шкали:

А- стратиграфічні, геохронологічні

Б- еонотема, еритема

В-система, відділ, ярус

Г-ера, період

Д- епоха, вік.

Таблиця 1 – Підрозділи геохронологічної шкали

Стратиграфічні	Геохронологічні
Еонотема	Еон
Група (еротема)	Ера
Система	Період
Відділ	Епоха
Ярус	Вік

Стратиграфічні підрозділи застосовуються для позначення комплексу шарів гірських порід, а геохронологічні - для позначення часу, протягом якого ці комплекси шарів накопичувались.

В історії розвитку Землі виділяють два основні стратиграфічно-вікові підрозділи - криптозой і фанерозой, - що зветься **еони**.

Криптозой - найдавніший етап в історії розвитку земної кори та утворення найдавніших порід з ізотопним віком понад 3,5 млрд. років. Протягом криптозою активно проявлялися тектонічні деформації земної кори. Вони складають фундамент Східноєвропейської платформи і виходять на поверхню в межах Українського щита.

Архей - найдавніший відрізок часу формування земної кори або нижній з двох стратиграфічних підрозділів криптозою (докембрію). Нижня геохронологічна межа архею становить 3650 млн. років, а верхня (з протерозоєм) - 2600 млн. років.

Протерозой - давній етап формування земної кори або верхній з двох стратиграфічних підрозділів криптозою. Його нижня геохронологічна межа становить 2600 млн. років (кінець архею), а верхня - 570 млн. років. Для раннього протерозою характерне глобальне розширення континентальної земної кори, утворення глибинних розломів і рифтів та магматична діяльність. Протягом пізнього протерозою формувалася осадовий покрив, утворений породами, близькими за складом до фанерозойських. Подекуди породи деформовані внаслідок активних складкоутворюючих процесів байкальської епохи.

Фанерозойський етап охоплює 570 млн. років. Його поділяють на **палеозойську, мезозойську і кайнозойську ери**, базуючись на еволюції органічного світу, характері геологічних процесів і особливостей формування рельєфу земної поверхні. Кожний з підрозділів поділяється на більш дрібні етапи (**періоди**), які виділені на основі аналізу палеонтологічних даних.

Протягом геологічної історії розвитку Землі, періоди відносного спокою тектонічного розвитку літосфери неодноразово змінювались епохами активного вулканізму і гороутворення. Найбільш помітні наслідки в геологічній будові і рельєфі залишили байкальська, каледонська, герцинська, мезозойська та альпійська фази складчастості.

Всі епохи складчастості являють собою закінчені тектонічні цикли. На початку кожної епохи проходило опускання значних територій і затоплення суші морем. В морських умовах накопичувались товщі осадових гірських порід. Потім відбувались висхідні тектонічні рухи, які призводили до відступу моря. Закінчувався тектонічний цикл зім'яттям порід у складки і гороутворенням. Тектонічні рухи супроводжувались розривами і розломами літосфери, інтрузивним та ефузивним вулканізмом, який досягав найбільшої

інтенсивності в період гороутворення в геосинкліналях. Після кожної такої епохи площа платформ збільшувалась внаслідок приєднання до них геосинклінальних областей, які в результаті тектонічного розвитку набули жорсткості, властивої континентальним платформам.

Періоди – це відрізок часу, протягом якого утворились відклади, що містять типові для цього часу види органічних форм. Комплекс порід, що утворились протягом конкретного періоду називається **системою**. Назви періодів (систем) здебільшого пов'язані з назвою тієї місцевості, де відповідні відклади були вперше описані. Іноді їх назву визначає склад домінуючих порід. Так, наприклад, девонську систему названо на честь графства Девоншир в Англії, пермську - за назвою Пермської області Російської Федерації, кам'яновугільну - за широким поширенням в її відкладах кам'яного вугілля, крейдову - за наявністю в ній значних відкладів звичайної крейди.

Підрозділи стратиграфічної шкали переважно мають ті ж назви, що й підрозділи геохронологічної шкали. Так, палеозойській ері відповідає палеозойська група порід, а протягом юрського періоду утворилась юрська система відкладів. Однак назви відділів переважно не співпадають з назвами епох. При поділі періодів на три епохи здебільшого застосовують назви: пізня, середня і рання. Стратиграфічно кожній з цих епох відповідають відділи - верхній, середній і нижній. При поділі на дві епохи вони мають назви пізня і рання, а відділи – верхній і нижній, згідно з послідовністю їх залягання в земній корі.

Стратиграфічне дослідження в певній місцевості розпочинають на конкретному розрізі осадових або вулканогенних порід. За допомогою різних методів виділяють і прослідковують природні геологічні тіла, виявляють послідовність їх залягання у розрізі і зміну літологічного складу в плані, складають місцеву стратиграфічну схему.

Основним підрозділом місцевої схеми є **світи**, які поділяються на **підсвіти**. Дві або більше світ, які характеризуються загальними ознаками, об'єднуються у **серії** і мають свою назву. Комплекс об'єднує дві або більше серій і також має свою власну назву. Місцеві стратиграфічні підрозділи відповідають реальним геологічним тілам. Їх наявність не залежить від порівняння з підрозділами загальної шкали і замінюватися цими підрозділами не можуть.

Для геологічного району, великого палеобасейну седиментації або палеогеографічної області встановлюються регіональні стратиграфічні підрозділи. Основною одиницею в цьому випадку є **горизонт**, який являє собою сукупність одновікових світ. В більшості випадків горизонт називається за назвою однієї з характерних світ.

Для збереження організмів у викопному стані необхідний сприятливий збіг обставин – наявність у них твердих частин скелету, швидке захоронення в осадах тощо. Більшість організмів після своєї загибелі розкладається і зникає безслідно. Лише незначна кількість організмів, у яких процеси розкладу змінюються іншими, такими як обвуглення, скам'яніння, заморожування зберігаються в осадових товщах і служать матеріалом для розшифрування геологічного минулого планети.

Обвуглення або вуглефікація – це процес зміни рослинних і тваринних тканин, що супроводжується втратою кисню й водню та збагачення вуглецем. Найчастіше вуглефікації піддаються рослинні рештки, рідше скелетні тварини.

Скам'яніння – це процес заміщення органічних речовин відмерлих організмів чи насичення їх тіл розчиненими у воді карбонатами, кремнеземом, фосфатами, сульфатами тощо.

Заморожування: організми, які жили в льодовику чи поблизу у полярних чи приполярних районах з певних причин потрапляли в замерзаючі озера, тонули у трясинах, піддавалися заморожуванню. У цьому разі спостерігається повне збереження організмів у незміненому стані. Повне збереження організмів можливе у біологічно інертних речовинах: асфальті, бурштині, озокериті (гірський віск).

Проте набагато частіше палеонтологи мають справу із частковим збереженням, коли в осадових товщах зустрічаються лише фрагменти організмів, як правило, їх тверді частини – панцирі, черепашки, скелети, зуби. В разі заміни органічної речовини відмерлих решток кремнеземом, кальцитом, піритом утворюються **псевдоморфози**.

Добре відомі у викопному стані **зліпки** організмів чи окремих їхніх органів. Серед зліпків розрізняють внутрішні і зовнішні ядра. Внутрішнє ядро – це зліпок внутрішньої порожнини черепашки внаслідок заповнення її осадам. Так ядро утворюється всередині черепашки й зберігається після її зруйнування, дзеркально відбиваючи особливості її внутрішньої будови. Зовнішнє ядро відображає особливості зовнішньої будови й утворюється при заповненні осадам порожнини, що залишилися після руйнування всього організму.

Інколи в породах зберігаються **відбитки** скелетів організмів чи їх фрагментів, черепашок, панцирів, листя і кори дерев, м'яких частин тварин.

Окремо у палеонтології розглядають **сліди життя** (біогліфи): екzogліфи і ендогліфи. До перших належать сліди, залишені організмами на поверхні осаду – повзання, ходіння, лежання. Ендогліфи – це різноманітні за формою й розмірами ходи і нірки, вириті у пухких осадах такими безхребетними, як черви, молюски, губки. Слідами життєдіяльності є копроліти – скамянілі екскременти, в яких добре зберігаються насіння, спори й пилок рослин, що вживали тварини.

Приклад опису і визначення карбонатної породи в шліфі.

Вапняк. Середній карбон Донбасу. Макроскопічний опис: порода світлого сірого кольору, щільна масивна з шорстким зламом. На вивітрений поверхні помітні уламки черепашок брахнопод і члеників морських лілій. Від соляної кислоти бурно закипає. На пришліфовці помітна слабка шаруватість по орієнтації органічних залишків і їх скупченням. Мікроскопічний опис: порода складається із уламків черепашок брахнопод, пелеципод, члеників криноїдей, в невеликій кількості зустрічаються масивні раковини фузулін і теригенні домішки (слабко окатані і з гострими краями зерна кварцу піщаної і алевроитової розмірності). Органічні залишки не окатані або несуть сліди слабкої окатаності, відмічені поодинокі уривки водоростей. Розмір уламків від 0,1 до 3,0 мм, переважають уламки розміром від 0,5 до 0,8 мм. Уламки зцементовані мікрозернистим і поліморфним кальцитом (мікрит, розмір частинок <0,005 мм). Органічні залишки складають 60 % площі шліфу, теригенні домішки 1-2 %, цементуюча речовина 38-40 %. Більша частина шліфу перетинається численними тонкими (0,03-0,01 мм) прожилками вторинного кальциту. Показники заломлення цементу і члеників криноїдей 1,658-1,660, забарвлення фіолетовими чорнилами і алізаарином показало відсутність доломіту.

Експериментальна частина

1. Замалуйте у робочих зошитах наявні у колекціях відбитки листя, кору викопних дерев та інші рослинні рештки. Коротко опишіть їх.

При визначенні поодиноких тварин, потрібно звертати увагу на форму мушлі. Вона може бути спірально-закрученою; веретено-, кулько-, монето-, куполо-, серце-, сигароподібною; циліндричною, конічною, двостулковою.

Двостулкову мушлю мають плечоногі (брахіоподи) і пластинчастозяброві молюски. Відрізнити їх можна за однією важливою ознакою: кожна із стулук у пластинчастозябрових не симетрична, у плечоногих - симетрична. Площина симетрії в перших проходить між стулками, у других - ділить стулку на дві рівні частини. В деяких пластинчастозябрових площина симетрії відсутня. Стулки у плечоногих не однакові, у пластинчастозябрових - рівні. У брахіопод розрізняють черевну і спинну стулки, двостулкових - ліву і праву.

Спірально-закручена може бути скручена в плоску або витягнуту спіраль. Мушля, скручена у плоску спіраль, характерна для амонітів, витягнута - для черевоногих молюсків.

Мушлі в амонітів бувають необ'ємні (всі оберти видно на бічній поверхні) та об'ємні (останній оберт покриває всі попередні). В деяких амонітів оберти не доторкаються, мушля стає прямою.

При визначенні амонітів велике значення має форма перетинкової лінії. У прадавніх (палеозойських) амонітів спостерігається наутілоїдна і гоніатітова перетинкові лінії; у нових (мезозойських) - цератитова й амонітова. Наутілоїдна - пряма або трохи зігнута, не розчленована перетинка. Гоніатітова - з округлими або загостреними краями сідла, що повернене в бік камери. Цератитова - краї мушлі зазубрені, а сідла - округлі. Амонітова - краї й сідла сильно розчленовані і зазубрені.

Чим складніша перетинкова лінія, тим більша поверхня дотику перетинок із мушлею, тим міцнішою буде мушля (може витримати різкі коливання тиску).



Більш складна форма перетинкових ліній спостерігається у високорозвинених амонітів.

Перетинкові лінії головоногих:

- 1- наутілоїдна;
- 2- гоніатітова;
- 3- цератітова;
- 4- амонітова

Циліндричні, сигароподібні мушлі можуть бути прямими або трохи зігнутими.

При визначенні скам'янілостей слід користуватися визначником:

1. Поодинокі. Мушля двостулкова:

а) стулка симетрична:

Оболус. Кембрій - ордовик. Округлої або овальної форми. Плоска мушля невеликих розмірів з тонкими радіальними і концентричними лініями на поверхні, інколи мушля гладенька.

Оргис. Ордовик. Округлої або овальної форми. Плоска мушля невеликих, розмірів. На поверхні стулок грубі радіальні ребра.

Пентамерус. Силур. Сильно роздута мушля великих розмірів з виступаючою загнutoю маківкою. Поверхня мушлі гладенька або радіально-ребриста.

Продуктус Карбон. Мушля великих розмірів. Одна стулка вигнута, друга - плоска або вдавнена. На поверхні мушлі радіальні ребра, концентричні лінії росту, голки.

Спирифер. Карбон. Мушля середніх розмірів. Стулки випуклі, дзьобоподібна маківка. Від неї йде серединне заглиблення (на зовнішній поверхні), якому відповідає з протилежного боку підвищення. Під маківкою знаходиться рівна площа. Поверхня мушлі радіально-ребриста.

б) стулка несиметрична

Устриця

Острія. Від крейдового періоду до сучасності. Велика, грубої архітектури, товстостінна мушля, витягнута в одному напрямку. Одна стулка випукла, друга - плоска. На поверхні однієї стулки - радіальні ребра, друга гладенька.

Пектен. Від юри до наших часів. Тонкостінна, рівно стулкова мушля, витягнута в одному напрямку. З боків від маківки є вушка. На поверхні мушлі - радіально-концентричні лінії.

Кардіум. Від крейдового періоду до наших часів. Округлої або овальної форми. Товстостінна, грубо виліплена мушля з радіальними ребрами на поверхні. Краї стулок зазубрені.

2. Мушля спіралью-закручена:

а) в плоску спіраль:

Тиманітес. Девон. Об'ємна, дископодібна, лінзоподібна мушля з гострим зовнішнім краєм, з вузьким вихідним отвором. Поверхня мушлі гладенька. Перетинкова лінія горизонтального типу, збудована з широких округлих сідел.

Виргатітес. Юра. Мушля середнього розміру. Оберти з зовнішньої сторони округлі. Отвір не дуже широкий. На поверхні мушлі пучкоподібні ребра. Перетинкова лінія аконітового типу.

б) равликоподібна:

Гелікс. Від палеогену до сучасності. Мушля сплюснена, вежоспіральна. Оберти випуклі, останній великий. Поверхня мушлі гладенька.

Турітела. Від крейдового періоду до сучасності. Мушля висока, вежоподібна. На зовнішній поверхні - спіральні ребра.

3. Мушля веретеноподібна, монетоподібна, серцевидна, черевикоподібна:

Фузуліна. Карбон. Мушля за формою й розміром відповідає зерну ячменю. На поверхні мушлі поздовжні перетинкові лінії.

Ехіносферитес. Ордовик. Шароподібний панцир великих розмірів, складений з багато кутових пластин. На одному боці - незначний виступ, на протилежному - ротовий отвір.

Мікрастер. Крейдовий період. Панцир серцеподібний, складається з пластинок з голками. На верхній частині мушлі - заглиблення, що нагадує п'ятипелюсткову квітку.

Кальцеола. Девон. Мушля нагадує носок черевика. Нижній бік - плоский, кришка - товста, випукла.

4. Мушля циліндрична, сигаро-, конусоподібна:

Белемніт. Юра-крейдовий період. Мушля сигароподібна з голками.

Археоціагус. Протерозой-кембрій, Мушля кубкоподібної форми, довжиною від кількох міліметрів до 40 сантиметрів.

5. Ракоподібні форми:

Азафус. Ордовик. Невеликих розмірів. Головний та хвостовий відділ однакових розмірів. Очі на горбках. Глабель випукла, гладенька. Хвостовий відділ сегментований.

Оленус. Верхній кембрій. Розміри невеликі. Головний щиток широкий. Очі маленькі. Глабель широка з поперечними смужками по краю. Членики гострі на кінцях. Хвостовий щит маленький;

Парадоксідес. Середній кембрій. Головний щит великий з довгими щічними кінцями. Хвостова частина невелика. Глабель широка, наближена до початку головного щита. Очі лінзовидні віддалені від глабелі. Тулуб вузький. Членики гострі й довгі.

2. Уважно розгляньте запропоновані лаборантом зразки гірських порід з органічними рештками. За допомогою визначника заповніть таблицю:

Назва гірської породи	Скам'янілість	Вік породи

Домашнє завдання

1. Встановити вік шматка старого дерева, інтенсивність радіоактивного випромінювання ізотопу С-14 якого в 10 разів менша, ніж у такого ж шматка живого дерева однакового сорту.
2. Науковець, який цікавився віком грецького храму, досліджував вміст ізотопу С-14 в дереві балки на стелі і в CaCO_3 із мармурових стін і отримав різні результати. Поясніть причину цього. Який результат краще використовувати для встановлення віку храму?
3. Які експериментальні вимірювання здійснюють при датуванні подій з допомогою радіоактивного вуглецю? Як їх результати дозволяють встановити вік зразка?
4. Зразок уранової руди містить 0,277 г ^{206}Pb на кожні 1,667 г ^{238}U . Визначити вік руди.
5. В кістці риби, яку виловили в Тихому океані в 1960 р., питома активність по ^{14}C дорівнює $17,2 \text{ хв} \cdot \text{г}^{-1}$. Як пояснити таку радіоактивність? До якого висновку стосовно археології Тихого океану можна прийти на основі цих даних?
6. В зразку уранієвої руди із Блек Хіллз на частку свинцю припадає 22,8 % від наявної кількості урану. Оцініть мінімальний вік Землі за цими даними.

Питання для самоконтролю

1. Назвіть характерні особливості синьозелених, золотистих, діатомових, багряних водоростей, їхнє геологічне значення.
2. Що являли собою ринофіти й коли вони були поширені?
3. Яких представників давніх плауноподібних ви знаєте? Час їхньої еволюції?

4. Коли розвивалися калмітові, їхні особливості?
5. Охарактеризуйте основні групи голонасінних рослин, укажіть їхнє стратиграфічне й породотвірне значення.
6. Як проходила еволюція покритонасінних?
7. Сучасні погляди відносно геологічного віку і періодизації Землі.
8. Що таке керівні викопні форми, за допомогою яких визначається відносний вік Землі?
9. Що таке геохронологічна шкала?
10. Що таке успадкований і фіксований рельєф?
11. Що розуміється під термінами "молодий", "зрілий" і "старий" рельєф?

ЛАБОРАТОРНА РОБОТА №6

МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ ТА ГРАФІЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ТА РЕЛЬЄФУ ОКРЕМИХ ОБ'ЄКТІВ ЗЕМНОЇ КОРИ

Теоретична частина

1.1. Геологічне картування

Геологічною картою називається графічне зображення на топографічній або географічній основі за допомогою умовних знаків геологічної будови якої-небудь ділянки земної кори, континенту або земної кулі в цілому. Геологічна карта показує розповсюдження на земній поверхні гірських порід, відмінних по віку, походженню, складу і умовах залягання.

Геологічні карти по змісту і призначенню діляться на такі типи: власне геологічні, карти четвертинних відкладів, геоморфологічні, літологічні, тектонічні, гідрогеологічні корисних копалин, перспектив нафтогазоносності та ін. Основою для їх побудови є результати відповідних видів геологічної зйомки, глибокого буріння, геофізичних, геологічних та аерокосмічних досліджень. Власне геологічні карти за своїм змістом є стратиграфічними картами дочетвертинних (корінних) порід. Четвертинні континентальні відклади на них не показуються за виключенням тих випадків, коли їх товщина велика або невідомі підстилаючі їх корінні породи. Умовними знаками на картах показують вік, склад, походження, умови залягання гірських порід і характер границь між ними.

Карти четвертинних відкладів зображують ці відклади з розподілом їх по походженню, віку і складу. Корінні породи показують одним кольором без розчленування.

На **літологічних картах** крім віку гірських порід зображують їх речовинний склад.

На **тектонічних картах** показано форми залягання, час і умови утворення структурних елементів земної кори різних порядків. На загальних тектонічних картах виділяють основні структурні елементи з зазначенням тектонічних режимів і часу формування.

На **геоморфологічних картах** відображують основні типи рельєфу і його окремі елементи з врахуванням їх походження та віку.

Гідрогеологічні карти на геологічній основі дають інформацію про водоносні горизонти, умови залягання, розповсюдження, склад, походження і режими підземних вод.

Карти корисних копалин складаються на геологічній основі і відображають всі відомості про родовища корисних копалин, величину запасів і походження.

Карти перспектив нафтогазоносності показують закономірності розташування відомих нафтогазових родовищ і вказують перспективні площі для пошуків нових родовищ нафти і газу.

В залежності від масштабу власне геологічні карти діляться на такі види: оглядові, дрібномасштабні, середньомасштабні, крупномасштабні і детальні.

Оглядові карти (масштаб менше 1:1000000) на географічній основі дають загальне уявлення про геологію великих регіонів або материків земної кулі.

Дрібномасштабні карти (масштаб 1:1000000, 1:5000000) на спрощеній топографічній основі характеризують геологічну будову великих регіонів або держав.

Середньомасштабні карти (масштаб 1:200000, 1:100000) будуються на топографічній основі з розрідженою сіткою горизонталей. Вони містять основні риси геології території.

Крупномасштабні карти (масштаб 1:50000, 1:25000) складаються на точній топографічній основі і достатньо виразно зображують геологічну будову району як поверхневих, так і глибинних частин.

Детальні геологічні карти (масштаб 1:10000, 1:5000, 1:2000 і крупніші) дають детальну геологічну характеристику окремих родовищ корисних копалин, районів цивільного або промислового будівництва.

Оформлення і умовні знаки геологічних карт

Існують стандартні правила складання та оформлення карт. Геологічна карта супроводжується умовними позначеннями (легендою), геологічними розрізами, стратиграфічною колонкою, які виносяться за рамку карти. Зліва розташовують стратиграфічну колонку, справа – легенду, внизу – геологічні розрізи. Підписи на карті розміщують над її північною і південною рамками. Кожна картка супроводжується числовим і графічним (лінійним) масштабом.

Для показу складу, часу формування і умов залягання гірських порід на геологічних картах застосовують особливі умовні знаки, які можуть бути кольоровими, літерними, цифровими або штриховими.

Кольорові знаки застосовуються для позначення віку осадових і вулканічних порід, а також складу інтрузивних і нових вулканічних порід. Кожній системі надано певний колір і літерний індекс.

Індекси являють собою літерні і цифрові позначення зображених на геологічній карті товщ порід різного віку. Поряд із зображенням вони значно полегшують читання геологічної карти. Загальноприйняті індекси і стандартні кольори для позначення порід різного віку (таблиця 1).

Таблиця 1 - Індекси і кольори геохронологічної шкали

Система	Стратиграфічний індекс	Колір
Четвертинна	Q	Світло- або блакитно-сірий
Неогенова	N	Лимонно-жовтий
Палеогенова	P	Жовто-оранжевий
Крейдова	K	Зелений
Юрська	J	Синій
Тріасова	T	Фіолетовий
Пермська	P	Світло-коричневий
Кам'яновугільна	C	Сірий
Девонська	D	Коричневий
Силурійська	S	Сірувато-зелений
Ордовик	O	Темно-зелений
Кембрійська	C	Ліловий
Протерозойська група	PR	Рожевий
Архерейська група	AR	Темно-рожевий

Відділам та іншим більш дрібним стратиграфічним підрозділам відповідають різної інтенсивності кольори відповідної системи. При цьому, чим давніший відділ, тим інтенсивніше, густіше забарвлення.

Вивержені породи, незалежно від віку, визначають яскравими тонами з наступних кольорів: кислі і середні інтрузивні породи (γ) - червоним кольором, основні (β) – темно-зеленим і ультраосновні (σ) – темно-фіолетовим. Метаморфічні породи (M) показують рожевим кольором.

Літологічний склад порід переважно зображують за допомогою штрихових умовних позначень. Всі зображення на геологічній карті — кольори, індекси, різні види штриховки та інші знаки - поміщаються в умовних позначеннях, вікових підрозділах осадових товщ і розташовуються в легенді зверху вниз або зліва направо від молодих до більш давніх

утворень. Після них даються умовні позначення магматичних і метаморфічних порід, а потім пояснення всіх інших знаків, які знаходяться на геологічній карті.

1.2. Геологічні розрізи та їх побудова

Геологічні розрізи являють собою зображення залягання порід на площині вертикального перерізу земної кори від її поверхні на ту або іншу глибину. На відміну від геологічних карт вони дозволяють скласти наявне представлення про умови залягання порід на глибині. Вони будуються на основі геологічної карти, даних буріння свердловин, геофізичних та інших матеріалів. Переважно їх будують навхрест розтягання пластів порід, тобто в напрямку перпендикулярному до лінії простягання пластів. Необхідність такого підходу до побудови геологічного розрізу диктується тим, щоб звести до мінімуму можливі спотворення дійсних кутів падіння пластів та їх товщини.

Спочатку за даними про висоту місцевості над рівнем моря, вказаних на геологічній карті, будують криву рельєфу, яка відповідає рельєфу місцевості. Потім з геологічної карти наносять на цей профіль границі пластів, пересічених лінією напрямку розрізу, використовуючи дані про елементи залягання пластів, вказаних на карті, проводять побудову розрізу шляхом трасування границь пластів на глибину із врахуванням їх товщини.

При наявності опорних або інших свердловин розрізи слід проводити через них. На кінцях ліній розрізу і в місцях їх злому ставлять літерні букви у алфавітному порядку.

Горизонтальний і вертикальний масштаби розрізів повинні відповідати масштабу карти. Збільшення вертикального масштабу допустиме тільки для районів з пологим або горизонтальним заляганням порід.

Бурові свердловини зображаються на розрізах або чорними суцільними лініями, якщо вони попадають на лінію розрізу, або розташовані близько від нього, або штрихпунктирними лініями - при проектуванні їх на площину розрізу. Вибір свердловини обмежується короткою горизонтальною лінією.

Геологічні розрізи можуть складатися також вздовж простягання складок. Вимоги до їх побудови аналогічні вимогам побудови розрізів навхрест простягання складок. На поздовжніх та поперечних геологічних розрізах можуть наноситись нафтогазоносні пласти.

Розрізи складаються, розмальовуються і індексуються у повній відповідності з геологічною картою. Всі геологічні границі на розрізах показують одним знаком – у вигляді суцільних тонких ліній.

Стратиграфічна колонка та її побудова

Стратиграфічна колонка являє собою графічне зображення літологічного складу пластів, послідовність їх залягання, товщину і вік порід в межах ділянки геологічної карти.

Породи в колонці діляться у відповідності із виділеними на карті стратиграфічними підрозділами. Зліва від колонки вказується стратиграфічне положення порід (система, відділ, ярус) і індекс; справа – товщина (м) і склад порід. В останній графі приводяться всі більш дрібні стратиграфічні підрозділи, які вказані на карті (серії, світи, горизонти та ін.). Масштаби для побудови колонок, в залежності від загальної товщини порід, можуть бути різними. Їх висота не повинна перевищувати 40-50 см, ширина граф 1-4 см. При коливанні товщини в колонці відображається максимальне її значення, а цифрами вказуються крайні границі. Узгодження на колонці зображуються прямими лініями, паралельні неузгодження – хвилястими, а кутові – зубчастими.

В нафтогазовій практиці у зв'язку з відсутністю суцільного відбору керну по розкритому стратиграфічному розрізу нафтових і газових свердловин стратиграфічні колонки будуються із врахуванням даних промислово-геофізичних досліджень. В більшості випадків для цього використовується стандартний каротаж.

Зіставляючи стратиграфічні колонки в межах геологічної карти, можна прослідкувати розповсюдження пластів у кожній окремій ділянці площі, тобто провести кореляцію пластів. Стратиграфічна кореляція утотоження в порівнювальних геологічних розрізах одновікових стратиграфічних підрозділів по їх палеонтологічних і фізичних характеристиках. Кореляція являє собою трасування ізохронних поверхонь по всіх розрізах, які підлягають вивченню.

1.3. Геоморфологічні карти

Рельєф - сукупність форм земної поверхні різних за розмірами, походженням, віком і історією розвитку, що формуються в результаті впливу на земну поверхню постійно взаємодіючих ендегенних та екзогенних геологічних процесів. Тому рельєф знаходиться в стані постійного перетворення. Ендегенні процеси відіграють при цьому провідну роль.

Вони створюють головні нерівності земної поверхні. Останні, в свою чергу, денудуються під дією зовнішніх сил, які, в свою чергу, підкоряючись законам гравітації, діють у напрямі нівелювання створених піднять, заповнюють западини продуктами денудації.

Розвиток екзогенних рельєфоутворюючих процесів має велике значення не тільки в денудації земної поверхні, але і у формуванні континентальних осадових утворень. Останні, відкладаючись, на поверхні, утворюють форми її рельєфу. Це обумовлює тісний зв'язок між розвитком рельєфу та утворенням осадового чохла.

Форми рельєфу являють собою морфологічно відокремлені частини поверхні Землі, які утворилися внаслідок відповідних фізико-геологічних процесів, а в деяких випадках - під впливом геологічної структури. Це є тіла, складені породами, або порожнини, які створені в них.

Розрізняють прості (моногенні) форми - це "промоїни", бархани, - і складні форми. Останні ускладнені простими формами, іноді зовсім різного генезису. До складних форм відносяться всі ендегенні форми рельєфу, а також більшість екзогенних. Прості і складні форми можуть об'єднуватися в комплекси форм - парагенетично пов'язані на відповідному просторі форми рельєфу. Останні утворюють геоморфологічні ландшафти. Потім виділяють морфогенетичні типи рельєфу, що об'єднують форми, які подібні морфологічно та за генезисом.

Форми рельєфу поділяють на позитивні та від'ємні (випуклі та ввігнуті) плоскі, замкнуті і незамкнуті.

Стосовно діяльності екзогенних агентів розрізняють акумулятивні форми рельєфу, що сформувалися за рахунок нагромадження матеріалу (моренний горб, бархан) і денудаційні, що утворилися за рахунок виносу матеріалу (яр).

Будь яка форма рельєфу може бути розкладена на окремі елементи. До елементів рельєфу відносяться поверхні або грані (схили, субгоризонтальні поверхні), лінії, точки. Розрізняють, крім того, геометризовані поверхні рельєфу, які проведені уявно до поверхонь, які є дотичними до головних ліній та точок рельєфу - об'ємні поверхні.

Класифікації форм рельєфу дуже різноманітні. Вони можуть бути основані на різних принципах. Загальна класифікація, яка може бути використана для дешифрування форм рельєфу, заснована на морфометричному принципі. За розмірами виділяють: **планетарні форми** - материки та западини океанів; **мегарельєф** - гірські системи, рівнини, западини морів, серединно-океанічні хребти; **макрорельєф** - гірські хребти, підвищення, найкрупніші долини; **мезорельєф** - пасма, горби, долини; **мікрорельєф** - дрібні дюни, яри, тераси; **нанорельєф** - ритвини, дрібні пагорби.

Основним об'єктом зображення на геоморфологічній карті є рельєф земної поверхні, тобто її форми по відношенню до зовнішніх рис, походження, розвитку, генетичних співвідношень, взаємних угруповань та розповсюдження. Це означає, що на геоморфологічній карті повинні безпосередньо відображатися наступні суттєві ознаки рельєфу: його морфологія (морфологія та морфометрія), генезис, вік та сучасна динаміка.

Названі ознаки разом або нарізно можуть бути покладені в основу побудови різноманітних геоморфологічних карт.

Суттєво важливим для всіх карт буде генетичний підхід до рельєфу.

Значення карт дуже велике. За їх допомогою можна дістати уявлення про основні особливості геоморфології району, ставити питання про подальше вивчення рельєфу, планувати та здійснювати ті чи інші господарські заходи. Геоморфологічне картування відіграє особливо велику роль в геологічних дослідженнях, допомагаючи в здійсненні комплексної геологічної зйомки, пошуках та розвідці корисних копалин.

Для побудови геоморфологічної карти необхідно:

- знання методів топогеодезичної зйомки та побудови географічної основи;
- загальних методів зображення різноманітних явищ на картах; принципів їх генералізації, способів оформлення карт та ін.;
- вміти розробити достатні легенди та на їх основі створити карти різних масштабів;
- необхідні знання з геології та з методики геологічного картування, тому що побудова геоморфологічної карти, в значній мірі, базується на геологічних даних.

Рельєф включає наступні складники (в порядку ускладнення):

- елементи рельєфу, тобто елементарні поверхні, чи грані (схили, плакори, площадки) і лінійні елементи (тальвеги, гребені, бровки, тилові шви, лінії підніжжя);
- форми рельєфу, тобто нерівності у вигляді об'ємних тіл - прості та складні, різної величини від малих до дуже крупних (планетарного розміру);
- угруповання форм, які утворюють природні морфологічні комплекси чи асоціації.

Тому актуальною є проблема їх класифікації та вибору класифікаційної схеми, яка найбільш підходить в якості основи для побудови легенди карт.

Любі природні об'єкти класифікуються за їх суттєвими ознаками. До останніх відносяться морфологія, морфометрія, генезис та вік.

Необхідно розрізняти класифікацію рельєфу та легенду геоморфологічних карт. Класифікацію можна покласти в основу легенди геоморфологічних карт.

Особливу увагу необхідно спрямувати на те, щоб класифікація рельєфу була логічно витримана. Категорії рельєфу різного таксонометричного рангу мусять виділятися в ній за логічним принципом поділу понять, підкорятися один одному, як видове поняття родовому, чи як особливе - загальному.

Для відображення різноманітних об'єктів або явищ на спеціальних картах застосовують: засоби якісного фону, ізоліній, значковий, ареалів, ліній руху, крапковий, локалізованих діаграм, картодіаграм.

Якісний фон використовується для спеціальної якісної характеристики: явищ, які відображаються; для виділення класифікаційних категорій рельєфу різного за генезисом, віком, за інтенсивністю сучасного розвитку та за іншими ознаками (наприклад, за морфологічними та морфометричними). Цей засіб застосовується як в багатокольоровому, так і в чорно-білому оформленні. Застосовують також тони (спектри кольорів) з різною інтенсивністю.

У випадку чорно-білого оформлення використовують різноманітні штрихові позначення, які відрізняються один від одного за малюнком, інтенсивністю та орієнтацією. Сумісне використання кольорового фону з штриховкою дозволяє значно збагатити карту - дати на ній декілька додаткових якісних характеристик. На геоморфологічних картах подібним засобом суміщають відображення генезису та віку рельєфу, віку та морфометрії, морфоструктури та морфоскульптури.

Значки можуть бути позамасштабні, лінійні та площадні.

Позамасштабні - використовуються для відображення геоморфологічних об'єктів: форм мікро- та мезорельєфу (карстових воронок, суфозійних блюдць, бугрів, спучення, термокарстових западин та ін.). Кожний значок наноситься по місцю знаходження даного об'єкту - його малюнок в сильно стилізованому вигляді наочно передає зовнішній вигляд форм, які відображаються. Колір значка характеризує генезис, а величина - розмір форм рельєфу в поперечному напрямі, по відносній висоті (чи за глибиною). Лінійні значки - для позначення ліній за їх геометрією, наприклад, вододільних, берегових, тальвегів, бровок, лінійних геоморфологічних об'єктів, які не виражені за шириною у масштабі карти (морських берегових форм, схилів долин, уступів терас).

Взаємодія географічних і геологічних факторів в ході виникнення рельєфу, тісний зв'язок геоморфології з іншими науками про Землю вимагають виключного різноманіття методів досліджень у вивченні геоморфології. Серед цих методів розрізняються морфографічні, морфометричні, геологічні, географічні, історико-геоморфологічні, геофізичні, топо-геодезичні, дистанційні та ін. Значна роль в геоморфологічних дослідженнях належить геоморфологічному картуванню та ін. Тому принципово важливим при геоморфологічному дослідженні є комплексність методів та методологій у вирішенні питань всебічного пізнання об'єктів в геоморфології.

Загальні геоморфологічні карти поділяються на аналітичні та синтетичні. На аналітичних картах виділяють елементи та форми рельєфу, які відображаються в умовних позначеннях. На синтетичних картах показують комплекси форм рельєфу основними умовними позначеннями декількох геоморфологічних ознак.

На аналітичних картах характеристика рельєфу (генезис, морфологія, вік) подається шляхом сполучення декількох умовних позначень: кольорового фону, штриховки, значків,

індексів, ізоліній. Довгий час для складання загальних геоморфологічних карт аналітичного типу не існувало загальної легенди. З 1968 року була розроблена уніфікована легенда для геоморфологічних карт масштабу 1:25000 - 1:50000. За Спиридоновим А.І. для побудови загальних геоморфологічних карт аналітичного типу необхідно використовувати незалежні одна від одної системи умовних позначень.

Морфологічні особливості рельєфу краще всього відображати горизонталями. Ця характеристика може бути доповнена розробленими позамасштабними умовними знаками: яри, уступи, бровки, карстові воронки, берегові вали тощо.

Генезис рельєфу слід показувати фоновим кольором. Для цього приводиться перелік основних генетичних категорій рельєфу та рекомендовані кольори фону і значки. Для відображення рельєфу, який утворився під впливом діючих послідовно двох факторів застосовують накладання на кольоровий фон провідного фактору - кольорової штриховки, яка відповідає іншому фактору.

Вік рельєфу найкраще передавати інтенсивністю кольорових тонів. Крім того, наносяться генетичні та вікові індекси.

При чорно-білому оформленні геоморфологічних карт використовують різноманітні штрихові, лінійні та позамасштабні знаки. При складанні карти необхідно пам'ятати, щоб багата за змістом, вона була б наочною та легко читаною.

На синтетичних картах виділяють морфологічні комплекси (типи рельєфу), які являють собою природне угруповання форм, об'єднаних загальними ознаками: зовнішньою формою, геологічною будовою, походженням та розвитком. Найчастіше на крупно- та середньомасштабних картах кольоровими знаками відображають вулканічні утворення і екзогенезис рельєфу в зв'язку з їх морфологією, а інтенсивністю кольорового фону - морфометричні показники (абсолютні і відносні висоти). Для акумулятивних низинних рівнин застосовують зелені та голубі тони, для денудаційних підвищених рівнин -жовто-коричневі, для гір -коричневі, та червонуваті. Інтенсивність тону посилюється від низьких рівнин до підвищених та від низьких гір до високих. Для відображення геоморфологічних показників, які не ввійшли в систему кольорових позначень, застосовують штриховку. Окремі форми та елементи рельєфу показують значками.

Ознаки, загальні для декількох комплексів рельєфу, виносять в заголовки та підзаголовки. Іноді умовні позначення складаються у вигляді таблиці.

Загальні геоморфологічні карти синтетичного та аналітичного типів доповнюють одна одну. Перші більше застосовуються при польових дослідженнях, другі - для побудови карт більш дрібного масштабу, ніж масштаб польової зйомки, для карт-врізок, оглядових карт, які складаються головним чином камеральним шляхом.

Одним з найважливіших методів вивчення об'єктів в геоморфології є метод побудови розрізів. Останні дають можливість встановити: взаємозв'язки між формами рельєфу та геологічною будовою району, вік порід, які складають форми рельєфу, їх морфометрію, а також визначити основні фактори рельєфоутворення. На основі останніх - генетичні типи рельєфу.

Направлення для побудови розрізів вибираються навхрест простягання основних орографічних елементів. Для гірських областей розріз будується в однакових вертикальному та горизонтальному масштабах, для рівнинних - вертикальний перевищує горизонтальний (у 5 -10 разів), що робить рельєф більш виразнішим. Обов'язково розріз повинен бути заповнений геологічним змістом. Існують декілька методів складання геоморфологічних розрізів:

- на звичайному геологічному розрізі відмічаються границі перетину ним на геоморфологічній карті генетичних типів рельєфу, характеристика якого дається у вигляді короткого тексту над геологічним розрізом;

- по одній чи декількох лініях будуються гіпсометричні профілі, часто із спотвореним вертикальним масштабом. Окремі ділянки його замальовуються (чи заштриховуються) смугою біля 1 см в кольорі геоморфологічної карти, яка перетинається лініями розрізів. Такі розрізи тільки доповнюють карту гіпсометричною характеристикою рельєфу;

- побудова сумісних розрізів. Лінії розрізів проводяться навхрест простягання основних орографічних елементів (системи хребтів, гірської країни та ін.) паралельно один одному, приблизно через рівні відстані. На один профіль послідовно накладаються всі інші. Для кожного розрізу показуються різною кольоровою чи пунктирною лінією частини розрізу, не закриваючи попередній. Іноді на результуючий профіль наносять геологічний розріз. Такий метод широко застосовується в гірських країнах, де вони дають можливість виділяти та аналізувати поведінку поверхонь вивітрювання, а також при вивченні річкових долин.

Геоморфологічні ландшафти

Генетичні типи і форми рельєфу, які розглянуто вище, групуються у складні асоціації, які утворюють на земній поверхні геоморфологічні ландшафти.

Геоморфологічний ландшафт являє собою природний або антропогенний територіальний чи акваторіальний комплекс. Це генетично однорідна ділянка ландшафтної сфери з екзогенним геологічним фундаментом, однотипним рельєфом, гідрокліматичним режимом і характерною морфологічною структурою. Головними типами геоморфологічних ландшафтів на континентах є гірські та рівнинні країни. Для морських та океанічних просторів геоморфологічними одиницями є підводні гірські системи і рівнини. Всі вони за своєю природою надзвичайно різноманітні і поділяються на ряд геоморфологічних провінцій та областей.

Геоморфологічна країна – таксономічна одиниця геоморфологічного районування суходолу, що відповідає платформовій або геосинклінальній структурі. Вона чітко відокремлена, характеризується певним типом рельєфу, спрямованістю екзогенних рельєфотворних процесів і неотектонічним режимом. За цих умов утворюються акумулятивні та денудаційні рівнини.

У гірських геоморфологічних країнах, які відповідають складчастим системам, основними рельєфотворними факторами є ендегенні інтенсивні позитивні рухи земної кори, складкоутворення, вулканізм тощо. Серед екзогенних - переважають денудаційні процеси, які утворюють поверхні вирівнювання, сприяють значному вертикальному і горизонтальному розчленуванню району.

Територія України розташована в межах трьох геоморфологічних країн - Східноєвропейської рівнини, Кримсько-Кавказької та Карпатської гірських країн.

Геоморфологічна провінція - це частина геоморфологічної країни, що відповідає геоструктурам більш низького порядку. Вони відрізняються будовою геологічного субстрату, інтенсивністю, спрямованістю або часом прояву рельєфотворних рухів земної кори; інтенсивністю проявів екзогенних процесів.

Згідно з геоморфологічним районуванням рівнинна частина України міститься здебільшого в межах Середньоруської провінції. В гірській частині виділяють Карпатську геоморфологічну провінцію, що на території України збігається з Карпатською геоморфологічною країною, і Кримську геоморфологічну провінцію, яка є частиною Кримсько-Кавказької геоморфологічної країни.

Геоморфологічна область являє собою частину геоморфологічної провінції або геоморфологічної країни. Орографічно становить цілісні угруповання форм рельєфу, які представлені височинами, кряжами, низовинами і гірськими масивами.

Серед гірських областей виділяють: геоморфологічну область денудаційно-тектонічних гір Українських Карпат; Передкарпатську область передгірних пластово-денудаційних височин та пластово-акумулятивних підвищених рівнин; Закарпатську область акумулятивних та пластово-денудаційних рівнин; геоморфологічну область структурно-денудаційних гір Гірського Криму; Керченсько-Таманську область пластово-денудаційних та акумулятивних рівнин.

Наведені дані вказують, що рівнинні і гірські ландшафти характеризуються великою різноманітністю. Тому, при їх геоморфологічному районуванні, в основу покладається принцип особливостей геологічної будови, морфології, генезису та історії розвитку рельєфу. У зв'язку з тим, що геоморфологія гірських країн і рівнин різко відрізняється між собою, розглянемо окремо основні риси їх геоморфологічної будови.

Гірський рельєф в межах материків пов'язаний з рухомися поясами, окремими ділянками тектонічної активізації платформ, а також із зонами рифтогенезу і районами активного вулканізму.

Під **гірськими країнами** розуміють підвищення з висотами понад 500 м над рівнем моря, з різко розчленованим рельєфом і з перевищенням вершин над долинами не менше 200-500 м. За характером простягання розрізняють гірські пасма, масиви і хребти. Важливими елементами гір є їх вершинні поверхні, перевали, поверхні вирівнювання, міжгірські улоговини. За морфологічними ознаками гори поділяються на високі (понад 2000 м над рівнем моря), середньовисокі (від 1000 до 2000 м) і низькі (від 600 до 1000 м). За походженням гори переважно тектонічні і вулканічні.

Утворення гірських систем зумовлене взаємодією тектонічних рухів, породжених внутрішніми тектоно-магматичними перетвореннями речовини Землі, та екзогенними процесами. Тектонічні підняття спричинюють, з одного боку, порушення залягання шарів гірських порід внаслідок складчасто-розривних дислокацій, з другого - врізання річкової сітки та формування вододільних пасом, що призводить до відслонення глибинних шарів земної кори.

Вулканічні гори утворюються при виверженні вулканів. Порівняно з тектонічними горами вони мають локальне поширення, часто зустрічаються у вигляді ізольованих форм, хоча можуть утворювати великі вулканічні нагір'я.

Складчасті гори виникають в результаті утворення великих складчастих піднять, які сформовані із системи лінійних поєднаних складок помірного стиснення. Такі гори зустрічаються досить рідко. Переважно складчасті гори характеризуються розривно-складчастою структурою. Вони складаються із горстів-антикліноріїв і грабенів-синкліноріїв або утворюються на великих горст-антикліналях. Прикладом таких гірських систем є гори Криму і Великого Кавказу.

Насувні гори характеризуються надзвичайно складною складчастою структурою із перевернутими і лежачими лінійними складками. Вони доповнені численними насувами і тектонічними покривами великих амплітуд (до 120 км). Це найбільш розповсюджений тип гірських споруд. До нього належать Альпи, Карпати, Кавказ, Гімалаї, Анди та ін. Гори характеризуються найбільш складним рельєфом, особливо у випадку значної висоти і розвитку в верхній зоні морозного вивітрювання, сніжників і льодовиків.

Складчасто-брилові гори утворюються на складчастому субстраті, який зазнав раніше консолідації протягом платформового етапу розвитку. Вони являють собою розбиту розривними порушеннями складчасту країну, різні частини якої припідняті на різну висоту. Розвиток скидів і глибових піднять може відбуватись одночасно з утворенням складок або розвиватися значно пізніше. В другому випадку - це є результат повторних рухів, що виникають після руйнування і навіть пенеппенізації агентами денудації складчастих гір. Класичним прикладом таких гір є хребти Тянь-Шаню, на багатьох з яких збереглися релікти давньої платформової рівнини.

Брилові гори формуються під час руху тектонічних блоків по розривах з мінімальною їх внутрішньою деформацією. В результаті утворюються системи ступінчастих горстів, розділених грабенами. Гори такого типу можуть виникати в товщах пологозалягаючих порід, але переважно утворюються на складчастій основі, яка зазнала вже платформової консолідації. До них належать Алтай та гори Прибайкалля.

Під **рівнинними країнами** суші мають на увазі відносно рівні ділянки земної поверхні, однорідні за походженням і геологічною будовою, часто значної площі, з невеликим (до 200 м) коливанням висот і малим (до 5°) нахилом. Всі великі рівнини суші розвинуті в межах континентальних платформ. На материкових платформах вони переважно мають двоярусну будову. В основі рівнини, як правило, залягає кристалічний або складчастий фундамент, який іноді виходить на поверхню у вигляді щитів. Вище над фундаментом з різким неузгодженням залягає платформовий чохол. Залежно від напрямку новітніх тектонічних рухів, а також дії екзогенних агентів, всі рівнини умовно поділяються на денудаційні та акумулятивні.

Денудаційна рівнина - це вирівняна поверхня, яка сформувалась в результаті впливу агентів денудації на тектонічно припідняту місцевість в умовах тимчасового або тривалого переважання денудаційних процесів над тектонічними. При тимчасовому переважанні денудаційних процесів над тектонічними формується педиплен, а при тривалому - пенепплен.

Педиплен являє собою вирівняну слабонахилену (3-5⁰) поверхню по периферії гір і підвищених рівнин. Вона утворилась в результаті нетривалої комплексної денудації тектонічних підвищень переважно потоковим зливом та ріками відносно базису денудації, який протягом тривалого часу перебуває в стабільному стані.

Пенепплен являє собою залишкову або граничну рівнину, утворену в результаті тривалої комплексної денудації тектонічних підвищень в умовах тривалої стабілізації земної кори та незначних піднять.

Залежно від будови області знесення, денудаційна рівнина може утворюватись дислокованими породами виступів фундаменту або горизонтально залягаючими гірськими породами осадового чохла. Серед денудаційних рівнин виділяють цокольні і пластові.

Цокольні рівнини формуються на території з гіпсометрично високим заляганням порід фундаменту та відносно невеликою товщиною осадової товщі.

Пластові рівнини переважно складені недислокованими або слабодислокованими породами осадового чохла чи пластовими інтрузіями та ефузивами. На території України до пластових рівнин належать Подільська, Приазовська, Тарханкутська, Волинська, Донецька і Придніпровська височини. Пластові рівнини поділяють на пластово-денудаційні і пластово-аккумулятивні.

Пластово-денудаційні рівнини мають вирівняну поверхню внаслідок диференційованих новітніх піднять. За співвідношенням сучасного рельєфу з однопорядковими давніми або новітніми структурами та ступенем денудованості розрізняють структурно-денудаційні і денудаційні пластові рівнини.

Пластово-аккумулятивні рівнини поширені більш широко, ніж денудаційні. Серед них виділяють багато генетичних типів, які суттєво відрізняються за своєю морфологією. Найпоширеніші наступні.

Алювіальні рівнини - один із найбільш поширених типів аккумулятивних рівнин, які являють собою широку річкову аккумулятивну терасу або сукупність терас і заплавин.

Пролувіальні рівнини широко поширені в аридних і семиаридних умовах біля підніжжя гір. Тут великі пролувіальні наземні дельти утворюють суцільний пролувіальний шлейф, морфологічно виражений у вигляді пологої передгірської рівнини.

Моренні рівнини широко поширені на континентах північної півкулі в межах давніх, особливо пізньочетвертинних материкових зледенінь.

Флювіогляціальні рівнини тісно пов'язані з моренними. Це піщані мандрові рівнини, які утворилися під час танення льодовиків.

Озерні рівнини утворюються на місці великих озерних палеодепресій або в результаті злиття декількох дрібних озерних западин, наповнених типовими озерними осадами.

Еолові рівнини широко поширені в аридній і семиаридній зонах. Головна їх особливість полягає в широкому розповсюдженні піщаних пагорбів і гряд. Вони, в умовах відсутності рослинності, постійно переміщуються, утворюючи характерні морфологічні ландшафти піщаних пустель.

Вулканічні рівнини утворюються при виливі на поверхню по тріщинах базальтових лав та аккумуляції мас попелу при вулканічних викидах. Вони призводять до вирівнювання поверхні. Більша частина вулканічних рівнин в сучасному рельєфі являє собою високо підняті сильно розчленовані ущелинами плато.

На утворення рівнин і розвиток їх рельєфу великий вплив мають тектонічні рухи земної кори, географічне положення окремих територій земної поверхні, абсолютна та відносна висота підняття та ряд інших факторів. Тектонічні рухи земної кори визначають можливість утворення денудаційних або аккумулятивних рівнин, а географічне положення місцевості - той чи інший тип рельєфу.

Рівнини формуються тільки на певному гіпсометричному рівні. Простори, розташовані вище цього рівня, піддаються денудації, а нижче від нього - заповнюються осадами. Для суші таким нижнім основним рівнем є рівень Світового океану. Для внутрішніх частин материків - поздовжні профілі рік, що є основною з'єднуючою ланкою між сушею і морем. Верхній денудаційний рівень розташований в горах. Він співпадає з сніговою і льодовиковою лініями.

На поверхні суші протягом всієї геологічної історії внаслідок взаємодії процесів денудації та акумуляції утворилися великі поверхні вирівнювання. В горах і на рівнинах вони мають різне походження. Умови повної або неповної компенсації ендегенних процесів екзогенними визначають їх форму і початкову висоту та сприяють наближенню до рівневої поверхні гравітаційного поля Землі. Поверхні вирівнювання завершують розвиток рельєфу на заключних стадіях геоморфологічного циклу при повному або перерваному розвитку рельєфу.

На території України розрізняють низовинні рівнини з абсолютними висотами 0-200 м (Причорноморська, Придніпровська, Поліська) і підвищені рівнини-височини з висотами понад 200 м (найбільші - Волинська, Подільська, Приазовська). Поверхня рельєфу у платформовій частині України горизонтальна, у передгірських (Передкарпаття) - нахилена, у міжгірських (Чоп-Мукачівська) улоговинах - увігнута.

Відповідно до морфології поверхні рівнин поділяють на плоскі, ступінчасті, хвилясті, горбисті, пасмові тощо. В Україні рівнини займають майже 95% її території. Загалом на земній кулі рівнини становлять 15-20% поверхні суходолу.

Методика дослідження

Схема опису польових досліджень

Профіль №

Напрямок руху

Виконавці

Опис погоди: напрямок і сила вітру; дощ (коли був, тривалість і сила); температура

Прив'язка: населений пункт, гідромережа, переважаючі висоти, дороги

Геоморфологічна характеристика

Рівнина – горизонтальна або слабко похилі (1-2°) плоскі території

Підвищення

Зниження

Форма вершини	Форма підвищення	
	ізометрична	витагнута
Гостра	пік	гостроверхий водорозділ
Кругла	гора	хребет - гряда
Плоска	плоска гора	плосковершинний водорозділ

Форма дна (в розрізі)	Форма зниження (в плані)	
V-подібна	конус	ярок
Коритоподібна	котлован	балка

Примітка: вказувати гіпсометричну відмітку точки відбору

Інтенсивність механічної міграції

1. Оголеність схилів (%) і частота виходів корінних порід (кількість і площа) по ходу маршруту і в точці відбору проб.

2. Опис схилу в точці відбору проби:

А- частина схилу – верхня, середня, нижня; форма схилу – випукла, ввігнута, пряма, випукло - ввігнута, ступінчаста;

Б- кут нахилу схилу, його експозиція. Описуються позитивні і негативні форми рельєфу на схилі (балки, ями, борозни, водороздільні ребра), їх розміри, морфологія, відносні підвищення чи пониження;

В- розмір уламків, їх генезис – звалилися, розвалилися, випали. За наявності оголення на схилі вказати ступінь тріщинуватості корінних порід (поодинокі, кількість тріщин на одиницю площі);

Г- опис зустрічних конусів винесення, оповзнів, осипів, наявність явищ змиву ґрунту, дефлюкційних і соліфлюкційних процесів на схилах. Розміри зазначених явищ.

Гідрогеологічна характеристика

1. Долина річки – описати повздовжній (крутий, похилий, ступінчастий) і поперечний (V-подібний, коритоподібний, асиметричний, щілинний) профілі.
2. Вказати наявність терас: фрагменти пойми; форму (в плані) і розмір русла, форму і склад алювію.
3. Відмітити джерела і схарактеризувати їх (дебіт, чистоту води, запах, площу виходу окисного заліза), відклади солей. Відібрати літохімічні проби за наявності гідроксидів заліза.
4. При перетині рік і ручаїв схарактеризувати чистоту води, швидкість течії, ширину русла, порожистість дна, плівки, ступінь підйому води після зливи.

Геологічна характеристика

1. Опис корінних гірських порід:

- назва за походженням – осадові, магматичні, метаморфічні;
- серед осадових виділити карбонатні, карбонатно – теригенні і теригенні (вказати ступінь глинистості).

З карбонатних осадових порід потрібно окремо виділити вапняки, сидерити, доломіти, а із карбонатно-теригенних – мергелі, піщані вапняки (піску до 30 %), піщаники з вапняковим цементом.

Особливості теригенних порід зазначені в таблиці:

Не зцементовані породи	Зцементовані породи	Розмір частинок, мм
Пісок	Піщаник	0,05-2
Алеврит	Алевроліт	0,005-0,05
Глина	Аргіліт	<0,005

За наявності 10-25 %, наприклад, алевриту в піску порода називається алевритовим піском. За наявності 25-40 % домішок до назви породи додають «сильно» (сильно алевритовий пісок).

Структура осадових порід – оолітова, конкреція, ракушняк, органогенно-уламкова, уламкова. Виділяють наступні види уламкових структур (в дужках вказують розмірність, мм): грубозерниста (2-1), крупнозерниста (1-0,5), середньозерниста (0,5-0,25), дрібнозерниста (0,25-0,1), тонкозерниста (0,1-0,05).

Текстура – плита, масив, плями, шарувата, смугаста, брекчієподібна, порфірова. Характеристика окремих шарів і їх потужність.

Карбонатність.

Вторинні і рудні мінерали.

Елементи залягання оголеної товщі, потужність виходу.

За наявності складок в породі необхідно вказати їх розмір (відстань між близькими осями), азимуту і кути падіння крил, наявність мікро складок, кліважу.

Серед магматичних порід виділяють глибинні (інтрузивні) і ефузивні або вулканічні: кислі (вміст кремнезему більше 60%), середні (біля 60%), основні і ультра основні (менше 55%).

До метаморфічних відносять осадові і магматичні, що вилилися під дією температури, тиску і геохімічних активних речовин (процесів метаморфізму). Серед них у першу чергу потрібно виділити кристалічні сланці, роговики, скарни, мармур.

2. Четвертинні відклади. При описуванні вказати:

- склад дрібнозему – супісок, суглинок, глина, пісок;
- колір, карбонатність;
- наявність уламків корінних порід, їх розміри, ступінь окатаності, склад по схемі опису порід, карбонатність, відсотковий вміст у відкладах, особливості розподілу;

- морфологія виходу четвертинних відкладів – плащоподібний острівний, конусоподібний, струменевий;
- потужність відкладів як в точці відбору проб, так і по всьому маршруту (на зрізі доріг, біля скель, в промоїнах);
- ймовірний генезис – елювіально-делювіальні, алювіальні, озерні льодовикові, флювіогляціальні, морські).

Шарі, що складають оголення, вивчають і описують зверху вниз. Визначається потужність кожного шару і відмічаються його характерні особливості: колір, будова (землиста, щільна), назва породи, включення, скамянілості. Роблять схематичні креслення або фотознімки. Пласти на кресленні позначають літерами або нумерують. Визначивши потужність пластів, коротко описують оголення під тим же номером або літерою. Особливу увагу підчас опису потрібно звернути на детальну адресу і зробити помітку на карті кружечком. Запис оголення складають так.

Оголення №1

Балка Ведмежа на південний – схід від селища Веснянка, Іл'їнського району

Потужність

А. Грунт

0,35 м

Б. Глина світло жовта, пронизана корінням рослин

З глибини 0,86 м приймає червоно-бурий відтінок (оголення №2).

Помітні домішки великозернистого піску. Різко відрізняється від нижніх шарів.

3,0 м

В. Пісок жовто – бурого кольору, велико зернистий (оголення №3).

Зустрічаються дрібні конкреції бурого залізняку (оголення №4).

1,25 м.

Далі описують породи, що виходять на денну поверхню. Це відслонення крейдової, третинної і четвертинної систем. Відслонення верхньої крейди представлені білою глиною. На крейдовому відслоненні залягають палеогенові відклади, які складаються з 5 шарів: пісок з фосфоритами, кременистий піщаник, пісок глинистий, опока і глауконітовий пісок. Зверху пісок палеогену перекривається лесовими суглинками, що утворилися в льодовиковий період. У шарі білої глини можна знайти внутрішні кістяки – ростри («чортові пальці») головоногих молюсків белемнітів, черепашки двостулкових молюсків, зуби та луску риб. За цими знахідками можна припустити, що море кінця крейдового періоду було заселене белемнітами. Вони мали внутрішню черепашку, що закінчувалася твердим тілом. Тіло молюска було в 3-4 рази довше від ростра черепашки. Отже, якщо довжина знайдених рострів 5-12 см, то тіло молюска досягало півметра. Це вимерлий головоногий молюск, далекий родич кальмарів, каракатиць і спрутів, які мають більш складну будову і мешкають у сучасних морях. Усі знахідки крейдового відслонення є викопними рештками вимерлих форм.

Відслонення білої глини (карбонатів) свідчать про те, що тут наприкінці мезозойської ери був теплий клімат. У холодному морі карбонати не відкладаються. Вони спочатку надходили з берегів у вигляді бікарбонатів $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, які потім перетворювалися в карбонати CaCO_3 . Море було неглибоке, оскільки крейда відкладається на дні мілких водних басейнів. Завдяки водонепроникності крейди, в ній добре збереглися скамянілості.

У палеогенових відслоненнях опокоподібних порід можна знайти: пісок з фосфоритами – переважно фосфоритові ядра скамянілих решток $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ та перевідкладені з крейди гребінці; опока і опокоподібний пісок – відбитки губок, зуби і хребці акул тощо; пісок кварцовий – рештки вимерлих форм у ньому зовсім не збереглися. Він проникний для води і газів (у палеонтологічному відношенні – мертвий). Різний склад порід і включених викопних решток свідчить про різні умови життя в палеогені. Внаслідок тектонічних коливань море, що вкривало місцевість, то поглиблювалося, то відступало. У лесоподібному суглинку скамянілості не знайдені, так як у четвертинному періоді клімат став холоднішим.

Зразки скамянілостей можна знайти в осипах біля підніжжя відслонення. Оскільки до осипів потрапляють скамянілості з різних пластів, слід ретельно перевіряти породу в шматках, порівнюючи її з відповідним шаром.

На зразки, які відібрані із оголення, та на скамянілості і різний кам'яний матеріал, зібраний у процесі дослідження, складають невеликі записки – етикетки (розміром 6×3 см), на яких відмічаються:

1. *Номер зразка.*
2. *Дата (число, місяць, рік).*
3. *Позначення шару.*
4. *Назва місцевості.*
5. *Місцезнаходження (річка, балка, насип).*
6. *Прізвище дослідника.*

Якщо із даного шару взяли кілька зразків, то записують порядковий номер цього шару. Наприклад: зразок №26 «б»,1; №26 «б»,2; №26 «б»,3. Це означає, що із одного і того ж шару оголення були взяті, наприклад, бурий залізняк (№26 «б»,1), кварцова галька (№26 «б»,2), уламки скамянілої деревини (№26 «б»,3). Зразок відбирають із свіжої, не вивіреної породи. Зразки мінералів і гірських порід відбирають типові, достатнього розміру і у достатній кількості. Для надійного збереження рекомендується ретельне і акуратне пакування зібраного матеріалу. Не завадить цікаві зразки загорнути не в один, а в два листки паперу – спочатку в один, потім – у другий. Не можна загортати в один папір декілька невеликих зразків. Крихкі зразки спочатку загортають у цигарковий папір, потім у вату. Усі записи у книжці і на етикетці повинні робитися на місці роботи, а не вдома – на пам'ять, обов'язково простим (не хімічним) олівцем. Етикетка не прикладається безпосередньо до зразка, так як з часом може стати не придатною. Етикетку потрібно згорнути двічі написом всередину (в четвертинку) і загорнути декілька разів у куток листка пакувального матеріалу. З цього кутка паперу (з етикеткою всередині) і потрібно починати загортання зразку.

Пошукова робота вимагає певного комплексу спорядження: топографічної карти району дослідження; компасу; геологічного молотка; зубила; складного метра; міцної мотузки; розділеної на метри, довжиною 10 м; пінцету; лупи; шкали твердості; фарфорової пластинки; блокноту для етикеток; крапельниці з розведеною соляною кислотою, 10 % азотною кислотою, 5% розчином їдкого калі.

Питання для самоконтролю

1. Генетичні показники поділу гір.
2. Рівнини та їх генетичний поділ.
3. Структури і форми рельєфу при ендегенних та екзогенних процесах.
4. Морфологічний поділ дна Світового океану.
5. Геологічна карта та принципи її побудови.
6. Геоморфологічна карта та принципи її побудови.
7. Масштаби геологічних та геоморфологічних карт.
8. Порядок оформлення і складання геологічних і геоморфологічних карт.
9. Умовні позначення на геологічних і геоморфологічних картах.
10. Геологічні розрізи та їх побудова.
11. Стратиграфічна колонка та принципи її побудови.
12. Теоретичне і практичне значення геологічних і геоморфологічних карт.

ЛАБОРАТОРНА РОБОТА № 7 **ГІПОТЕЗИ ПРО ФОРМУВАННЯ І РОЗВИТОК ЗЕМНОЇ КОРИ.** **ГЕОМОРФОЛОГІЧНИЙ ЕТАП РОЗВИТКУ ЗЕМЛІ**

Теоретична частина

Геологічні та геофізичні дані свідчать про наявність суттєвих, принципових відмінностей в особливостях будови і розвитку земної кори (і літосфери в цілому) різних ділянок нашої планети.

В динамічному плані літосфера характеризується розповсюдженням процесів

розтягнення і стискування. Одночасне їх проявлення на одній ділянці земної кори суттєво ускладнює пояснення їх рушійних сил.

В тектонічному плані більшими елементами земної кори є активні рухомі області – геосинкліналі та стабільні області спокійного розвитку – платформи. Незворотність процесу геотектонічного розвитку і періодичність етапів орогенезу також ускладнюють вивчення рушійних сил, які контролюють стадійність формування земної кори. Все це є складнішою проблемою, яка ще не отримала кінцевого вирішення. Тільки деякі аспекти цієї проблеми отримують часткове вирішення в геотектонічних гіпотезах.

За характером основних рушійних сил, які пропонуються для пояснення механізму геотектонічних процесів, гіпотези можуть бути розділені на три групи:

- зміни об'єму Землі;
- зміни горизонтального дрейфу континентів;
- радіологічні гіпотези.

Спроби пояснення сучасної морфології нашої планети і будови земної кори невід'ємні від уявлень про походження Землі.

З них існують п'ять основних геотектонічних гіпотез: контракції, дрейфу континентів, гіпотеза Землі, що розширюється, та два різновиди гіпотези диференціації. Кожна з них має свої особливості, але часто вони мають в собі багато спільного.

До оцінки гіпотез будемо підходити з точки зору того, як вони пояснюють в принципі основні моменти: виникнення океанічного і континентального типів кори та їх взаємовідношення, сутність та взаємовідношення геосинклінального і платформеного етапів розвитку кори, магматизм, проблему океанічної води, палеокліматів.

Всі перераховані вище гіпотези (крім деяких різновидів гіпотези дрейфу континентів) розглядають в якості основної причини розвитку кори внутрішні фізичні та фізико-хімічні процеси в надрах планети, хоча не виключається і певна роль зовнішніх факторів, як вторинних.

Найстаріша гіпотеза - контракційна. Але всупереч неодноразовим критичним зауваженням на її адресу, ця гіпотеза досі користується певним визнанням. Ймовірно, що вона найкраще пояснює виникнення сил горизонтального стискування, які можуть бути причиною виникнення складчастості та насувів. Але вона не вирішує основної проблеми про походження двох типів кори. На сьогоднішній день сама основа гіпотези – охолодження і стискування Землі – відкинута. Вона неможлива енергетично, бо потребує на два порядки більших втрат тепла, ніж спостерігається.

Гіпотез диференціації досить багато, але коли не торкатися деталей, можна розрізнити дві основні групи: поступового розростання океанів і розростання континентів. Ці дві групи гіпотез визнають в якості головної причини тектонічного розвитку Землі фізичні та фізико-хімічні процеси в її надрах. Земна кора вважається такою, що виділилася з надр Землі шляхом плавлення і підняття вгору найбільш легкоплавких і легких компонент речовини оболонки.

Гіпотези розростання океанів виходять з уявлень, що по всій Землі виділилася земна кора континентального типу. Сам процес міг проходити поступово, наприклад, шляхом нарощування на периферії первинних ядер стабілізації за рахунок консолідації все нових геосинклінальних областей. Ймовірно, до початку мезозою цей процес в основному завершився (можливо раніше). У будь-якому випадку в кінці палеозою – на початку мезозою настав новий етап розвитку Землі. На Землі почали утворюватися океани шляхом переробки континентальної кори в кору океанічного типу, яка, таким чином, є вторинною.

До цього на Землі справжніх океанів не було, існували лише мілководні басейни. Цьому відповідає мілководний характер осадових порід на всіх континентах. Нерідко визнається, що молоді не всі океани, а лише частина з них.

В основі цих уявлень лежать наступні геологічні дані:

- океанічні береги в багатьох випадках обрізають під різними кутами структури континентів, які продовжуються під водою океанів;
- дуже часто спостерігається внесення уламкового матеріалу з боку океанів;
- є випадки, коли в древніх зледеніннях лід просувався з боку океану;
- безперечне існування в давнину зв'язків між континентами, по яким мігрували фауна і флора;
- встановлена мала товщина осадового покриву на дні океанів. За розрахунками, океани існують з початку мезозою.

Однак в цій групі гіпотез диференціації зустрічаються і суттєві труднощі, які викликають інші гіпотези, згідно з якими кора океанічного типу вважається первинною. Поступово відбувається переробка цієї кори в кору континентального типу за рахунок речовини з надр Землі. Таким чином, перехідним етапом і є геосинклінальний етап розвитку кори.

При використанні гіпотез розростання океанів труднощі полягають в неможливості

пояснення, де до утворення океанів була вода. З одного боку, коли океанічні впадини були відсутні, вода покривала би Землю шаром в 3-3,5 км. З іншого боку, немає жодних підстав вважати, що величезні маси води виділилися, починаючи з мезозою, тобто за $2 \cdot 10^8$ років, у той час як за попередні мільярди років виділилася лише дуже мала кількість води (хоча за цей же час по всій Землі виділилася з її надр потужна континентальна кора). Між тим гіпотези розростання континентів вирішують цю проблему елементарно просто: коли в мантії Землі вміщується 0,5% води, як в кам'яних метеоритах, і процес виділення кори відбувався лише у верхній мантії (до глибин 700-800 км), то, порахувавши, отримуємо $0,5 \cdot 10^{25}$ г води, але континентальна кора займає лише 1/3 поверхні, це складає $1,7 \cdot 10^{24}$ г води. На сьогоднішній день в океанах вміщується $1,5 \cdot 10^{24}$ г води.

Гіпотези розростання континентів добре узгоджуються і з середнім темпом надходження речовини з надр Землі в $2,5^3$ км на рік. Це дає за $3 \cdot 10^9$ років всю масу кори. Саме виділення легкої і легкоплавкої компонент з оболонки при розігріві Землі та її підняття вгору не зустрічає труднощів при поясненні. Навпаки, прибічники процесу "океанізації" континентальної кори до тепер не запропонували достатнього фізико-хімічного пояснення. Надзвичайно важко зрозуміти, яким чином малошільна речовина кори могла зануритися в гравітаційне поле в щільну речовину мантії. При виділенні кори повинна була вивільнитися гравітаційна енергія $2,6 \cdot 10^{16}$ ерг на 1 см^2 поверхні Землі. Щоб повернути речовину кори у вихідне положення, необхідно витратити стільки ж енергії або ще більше.

Така енергія від теплового потоку Землі може бути отримана лише за 20 млн. років. В масштабах океанів такий механізм енергетично неможливий. До того ж і геологічно не спостерігається ознак такої катастрофи. Лоно океанів дивно не сейсмічне, але дуже рівне на великих площах і лежить всюди на одному рівні, причому ніде не збереглося будь-яких решток колишньої кори.

Щоб уникнути багатьох труднощів, які встають перед гіпотезами, і які визнають незмінність положення континентів на земній поверхні, були запропоновані гіпотези дрейфу континентів (рис. 1). Ці гіпотези швидко втратили свою популярність. Але в останні роки швидкий розвиток палеомагнетизму надав новий поштовх до відродження цих гіпотез. Але вони так і не змогли пояснити походження двох типів кори, не знайдені сили, які викликають подібні переміщення. Незрозуміла однаковість теплового потоку на континентах і океанах.

В останні роки з метою збереження переваг як гіпотез дрейфу, так і диференціації рядом дослідників стала розроблятися гіпотеза Землі, що розширюється.

За цією гіпотезою, спочатку маленька Земля була вся покрита корою континентального типу. Потім в процесі розширення Землі континентальна кора була розірвана на шматки - континенти, які розійшлися, те, що знайшлося між ними, стало лоном океанів. Ця гіпотеза, дійсно, на перший погляд знімає багато недоліків попередніх гіпотез. Однак і перед нею постає багато труднощів. Незрозуміло, чому Земля існувала мільярди років і не зазнала сильного розширення і лише 200 млн. років потому зазнала гігантського збільшення об'єму. Зовсім незрозуміло, чому виникла концентрація континентів в одній півкулі, а океанів в іншій, що могло викликати таке нерівномірне розширення. Але ця гіпотеза заслуговує на увагу, коли її застосувати, наприклад, для пояснення розширення при розігріві або до пояснення ряду особливостей будови Землі (утворення середньоокеанічних валів з їх серединною рифтовою долиною, появу Червоного моря (рис. 2).

Згідно з теорією тектоніки плит, зовнішня оболонка Землі розділена на ряд жорстких плит, які рухаються одна відносно до іншої. Швидкості їх відносного руху за порядком величини складають кілька сантиметрів на рік. Хоча ці швидкості видаються незначними, виявляється, що більша частина всіх землетрусів (рис. 3), вулканічних вивержень і процесів утворення гір можна віднести за рахунок взаємодії між сусідніми літосферними плитами на їх границях.

Плити складені із відносно холодних порід і мають товщину близько 100 км. Вони безперервно утворюються і поглинаються. Поблизу серединно-океанічних хребтів, де плити розходяться у протилежні сторони, відбувається процес розсування океанічного дна (спредінга). У проміжках між ними знизу піднімаються гарячі мантіїні породи, які охолоджуються, стають жорсткими і формують нові ділянки плит. З цієї причини серединно-океанічні хребти називають також границями нарощування плит.

Площа поверхні Землі залишається практично постійною, тому поряд із створенням плит повинні відбуватися і процеси їх знищення. Вони відбуваються в районі так званих океанічних жолобів. Тут дві суміжні плити сходяться, і одна з них заходить під іншу, опускаючись у глибину Землі. Цей процес називається субдукцією. Тому океанічні жолоба називають також границями знищення (анігіляції) плит.

Літосфера складена відносно холодними і жорсткими породами, завдяки чому плити можуть рухатися по земній поверхні, майже не зминаючись. Тверді породи мантії, які знаходяться під літосферою, сильно нагріті і тому можуть легко деформуватись (рис. 4).

Вони утворюють так звану астеносферу, по якій літосферні плити ковзають, зазнаючи відносно малий опір. Рухаючись від зони нагрівання до зони анігіляції, плити охолоджуються і стають товщими. Саме тут, між літосферними плитами, знаходяться головні розломи земної поверхні. В області цих розломів, в холодних крихких породах плит, чужорідних для гарячої речовини мантії, що оточує її, відбувається найбільша кількість найсильніших землетрусів планети.

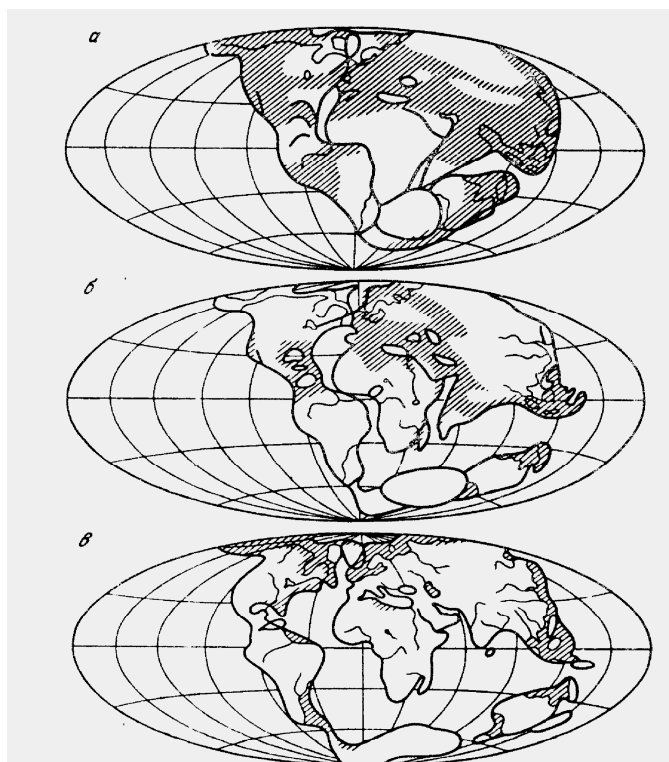


Рисунок 1 – Схема Пангеї та її розпад (за А. Вегенером)
а – кінець карбону, б – еоценова епоха, в – початок четвертинного періоду
Заштриховані – окраїнні і внутрішні моря на континентах

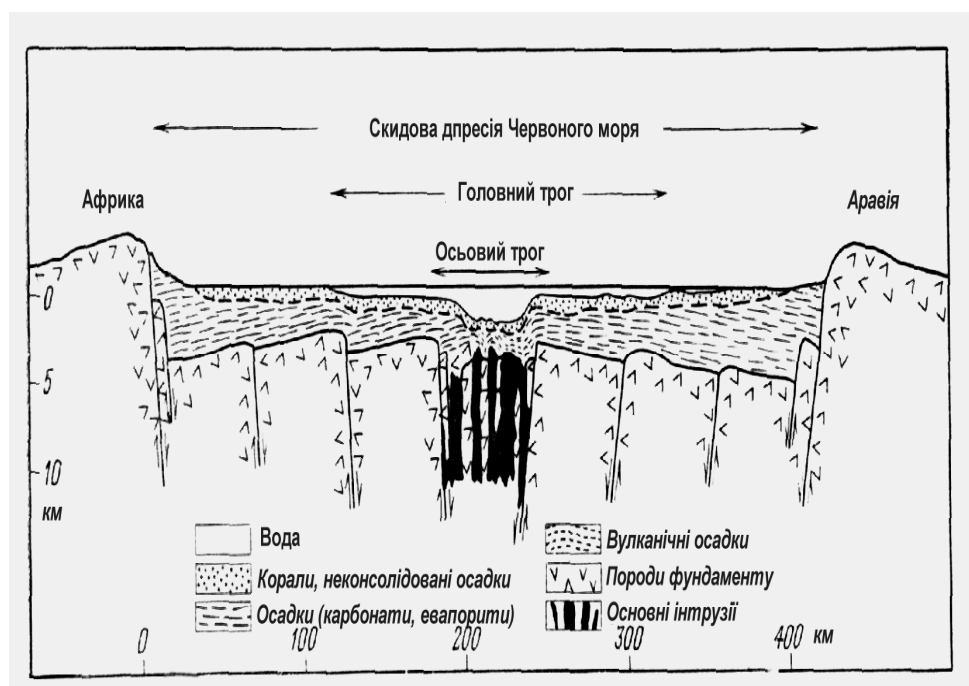


Рисунок 2 – Утворення Червоного моря в результаті проникнення дайки. Модель побудована за геофізичними даними М. Ботта

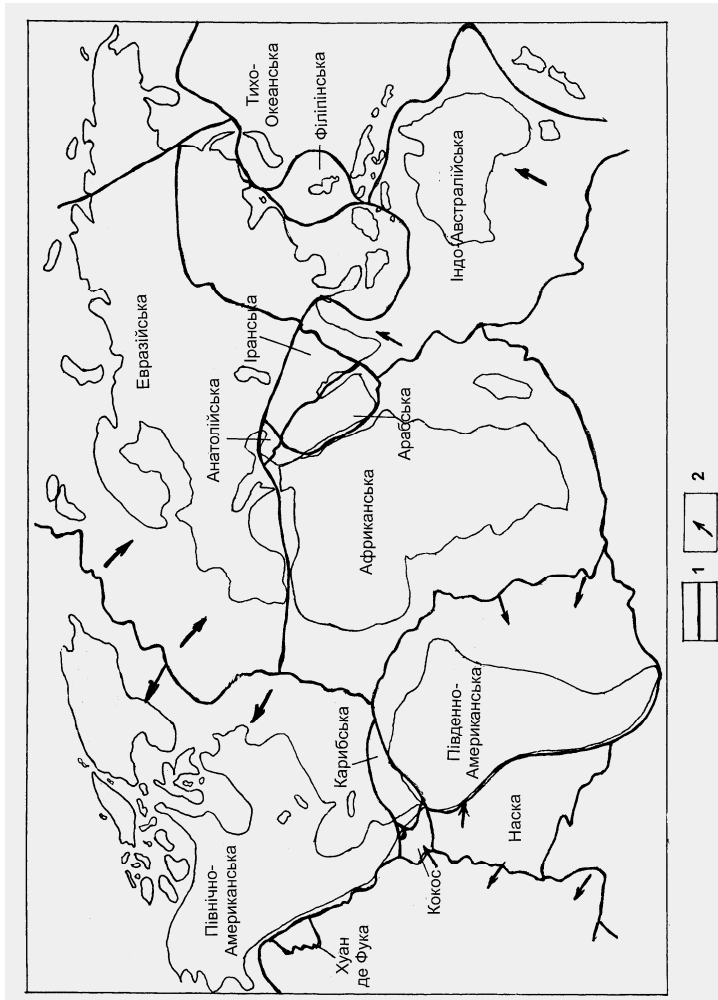


Рисунок 3 – Тектонічні плити (границі платформ), які поховані на стовпах магми, що нашоувуються одна на одну, чим викликають землетруси і горизонтальне зміщення континентів

1 - границі тектонічних плит; 2 – напрямки зміщення плит

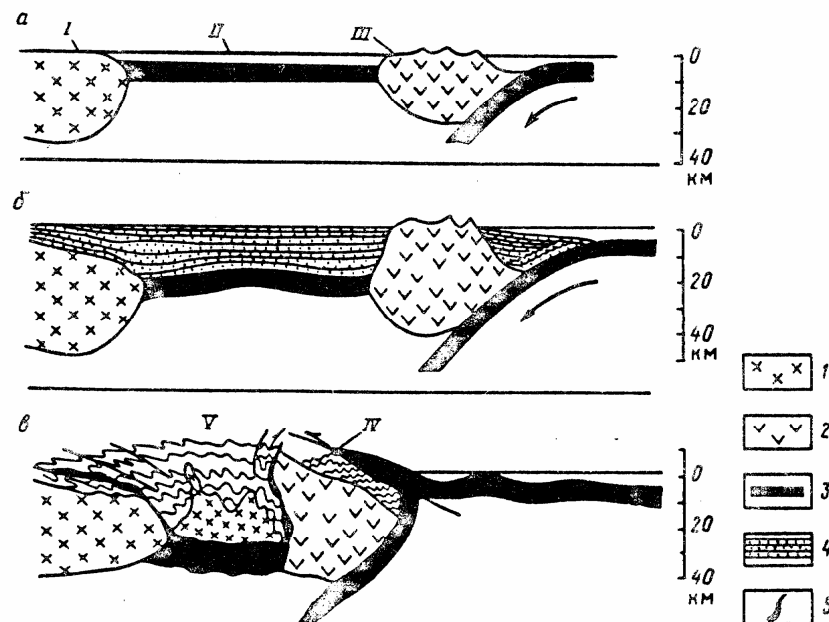


Рисунок 4 – Система занурення однієї плити під іншу (за Д. Пакемом і Д. Фолві)
Системи: крайове море – острівна дуга: а – молода (10 – 40 млн.р.); б – зріла (100 – 250 млн.р.); в – деформована.

I-континент; II-крайові моря; III-острівна дуга; IV-зона метаморфізму при низьких температурах і тисках; V- зона метаморфізму при високих температурах і тисках.

Кора: 1 – континентальна, 2 – островодугівна, 3 – океанічна, 4 – осади, 5 - інтрузії

Вздовж майже всіх океанічних жолобів тягнеться ланцюг діючих вулканів; літосферний блок опускається під них на глибину близько 150 км. Там його породи плавляться, і розплав, легший, ніж його оточення, піднімається і лавиною виливається на поверхню. Якщо ланцюг вулканів лежить на дні океану, утворюється острівна дуга, типовим прикладом якої можуть слугувати Алеутські острови у північній частині Тихого океану. Якщо ж океанічний жолоб проходить поблизу континенту, вулкани виникають на поверхні суші.

Таким чином, теорія тектоніки плит принесла нове уявлення про зовнішню оболонку Землі як про систему жорстких структур, що рухаються одна відносно іншої. Але вона не зачіпає процесів в глибоких надрах Землі і практично ігнорує роль виключно вертикальних рухів в еволюції земної поверхні. Не дає вона відповіді і на ряд принципових питань, наприклад, чому після свого формування суперконтинент розколюється на частини, які, рухаючись, розходяться у різні боки?

До початку 90-х років стало зрозумілим, що потрібна нова теорія, яка б узагальнювала тектоніку плит і давала пояснення як новим даним про внутрішню будову Землі, так і процесам, які відбуваються в її надрах.

Запитання для самоперевірки

1. Гіпотеза підняття.
2. Гіпотеза контракції.
3. Пульсаційна гіпотеза.
4. Гіпотеза підкорових течій.
5. Гіпотеза дрейфу материків.
6. Радіоміграційна гіпотеза.
7. Нова глобальна тектоніка.
8. Гіпотеза літосферних плит.

Практична частина

Радіологічне (ядерно-геохронологічні методи визначення абсолютного віку мінералів і гірських порід базуються на відношенні радіоактивних (материнських) і радіогенних (дочірніх) ізотопів. В основі лежить закон радіоактивного розпаду природних радіонуклідів і відповідного накопичення дочірніх стабільних нуклідів. З урахуванням можливої наявності незначної початкової кількості атомів дочірнього ізотопу в магмі в момент її застигання, зв'язок між дочірніми і материнськими ізотопами записується так:

$$D = D_0 + P(e^{\lambda t} - 1),$$

де D_0 - початкова кількість атомів дочірнього ізотопу в мінералі чи породі в момент їх утворення;

D - кількість атомів дочірнього ізотопу в мінералі чи породі в певний момент часу;

P - кількість атомів материнського ізотопу в певний момент часу;

λ - стала радіоактивного розпаду материнського ізотопу;

t - абсолютний вік мінералу чи породи, тобто час, який пройшов з моменту утворення геологічного тіла до теперішнього часу.

При практичному застосуванні цього рівняння усі його члени нормуються на кількість атомів певного не радіогенного (стабільного) ізотопу дочірнього елементу D_s , тобто використовують не абсолютні, а відносні кількості радіоактивних і радіогенних ізотопів D/D_s , D_0/D_s , P/D_s .

Рівняння ізохрони рубідій-стронцієвого і самарій-неодимового методів, які останнім часом широко використовують для вивчення стародавніх магматичних порід, записують через відношення атомних ізотопів:

$$\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_0 + \frac{{}^{147}\text{Sm}}{{}^{144}\text{Nd}} \times (e^{\lambda_{\text{Sm}} t} - 1)$$

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_0 + \frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} \times (e^{\lambda_{\text{Rb}} t} - 1)$$

Для визначення абсолютного віку використовують рівняння головної вісі лінійної регресії. Оцінки параметрів рівняння $Y = a + bX$ будуть такими:

$$b = S_y / S_x; a = Y - bX,$$

де X і Y – середні арифметичні значення;

S_x і S_y – їх середньоквадратичні (стандартні) відхилення.

Точність оцінки a і b визначається похибками $s(a)$ і $s(b)$:

$$s(a) = S_y \sqrt{\frac{1-r^2}{n-2}};$$

$$s(b) = b \sqrt{\frac{1-r^2}{n-2}}.$$

Абсолютний вік геологічного об'єкта оцінюється через параметр нахилу ізохрони b :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln(1+b)$$

Для рубідій-стронцієвого метода $\lambda_{Rb} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ рік}^{-1}$, для самарій-неодимового $\lambda_{Sm} = 6,54 \times 10^{-12} \text{ рік}^{-1}$. Початкове відношення ізоотопів стронцію $I_{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ або неодиму $I_{Nd} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ визначаються величиною параметра a , який на графіку ізохрони знаходиться в точці її перетину з віссю ординат $Y: I = a$. Якщо $I_{Sr} < 0,706$ – джерелом магми і утвореної із неї породи є мантіїний матеріал, $I_{Sr} > 0,706$ – вказує на коровий магматичний осередок або плавлення корового матеріалу в більш глибокому осередку.

За початковим відношенням ізоотопів неодиму обчислюють спеціальний параметр ϵ_{Nd} , який характеризує відношення I_{Nd} до модельного відношення ізоотопів в момент утворення породи I_{Nd} в мантіїному однорідному хондритовому резервуарі, який позначають CHUR (від слів *Chondritic Uniform Reservoir*):

$$\epsilon_{Nd} = \left(\frac{I_{Nd}}{I_{Nd \text{ CHUR}}} - 1 \right) \times 10^4$$

Сучасні відношення в хондритах такі:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,512638;$$

$$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,1967.$$

Це дозволяє обчислити $I_{Nd \text{ CHUR}}$ для того періоду утворення породи, який було визначено по ізохроні:

$$I_{Nd \text{ CHUR}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda_{Sm} t} - 1)$$

Якщо $\epsilon_{Nd}=0$ – мантійна порода відповідає магматичній, що походить з однорідного хондритового мантіїного резервуара (CHUR); $\epsilon_{Nd}>0$ – порода походить із деплетованої мантії (DM – *Depleted Mantle*), об'єднаної некогерентними елементами; $\epsilon_{Nd}<0$ – порода корового або глибинного збагаченого мантією походження.

Похибки оцінок віку Δt і початкового ізоотопного відношення ΔI з довірчою ймовірністю q розраховують за формулами:

$$\Delta t = \frac{1}{\lambda} \times \frac{k(q, f) \times s(b)}{1+b}$$

$$\Delta I = k(q, f) \times s(a)$$

В цих формулах $k(q, f)$ – значення критерію Стюдента для довірчої ймовірності q (обирається $q=95\%$, що відповідає рівню значимості 5% або $0,05$) і числу ступенів свободи $f=n-2$.

Точність визначення ϵ_{Nd} задовільно оцінюється за наближеною формулою:

$$\Delta \epsilon_{Nd} = \left(\frac{\Delta I_{Nd}}{0,512638 - 0,1967 (e^{\lambda_{Sm} t} - 1)} \right) \times 10^4$$

Домашнє завдання

1. Побудувати графік, на якому показати точки ізотопних відношень в пробах і лінію ізохроні. Прийняти рішення про можливість використання усіх чи частини вихідних даних для визначення віку породи t і інших параметрів по ізохорні.
2. По ізотопним даним зробити висновок про геологічний вік породи і її генезис.

Додаткове завдання, яке можуть отримати окремі студенти для поглибленого вивчення питання: провести розрахунки на комп'ютері по програмі Isoplot і порівняти результати обох алгоритмів.

Приклад побудови графіка і виконання розрахунків

Таблиця 1- Результати ізотопного аналізу базальта

Номер проби	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Рів. регр.
	X	Y	Y(X)
Б -1/1	0,0917	0,511885	0,511882
Б -1/3	0,1227	0,512129	0,512130
Б -1/5	0,1214	0,512113	0,512120
Б -2/2	0,1712	0,512517	0,512519
Б -2/3	0,1689	0,512494	0,512501
Б -2/5	0,1838	0,512610	0,512620
Б -3/4	0,1671	0,512510	0,512486
Б -3/3	0,1589	0,512530	

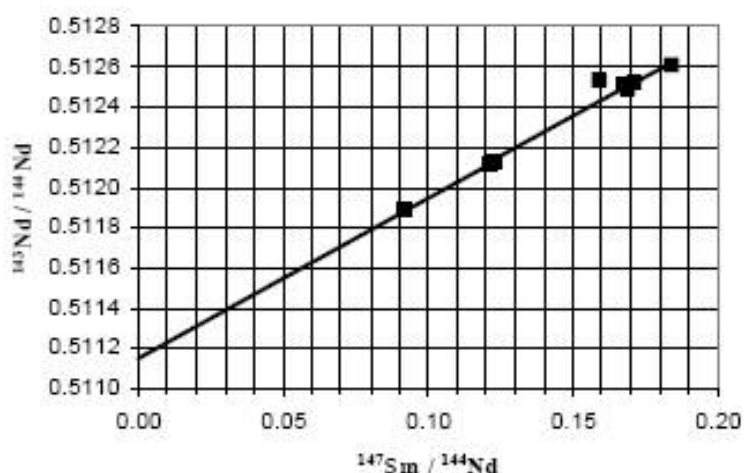


Рис. 1. Sm-Nd діаграма. Проба № 7 (Б-3/3) виключена із розрахунків, як різко відмінна від ізохроні

Результати розрахунків:

	X	Y
Середнє значення:	0,146678	0,5123226
Станд. відхилення:	0,034473238	0,000276223
Коеф.корел. $r =$	0,999168	
$b =$	0,008012669	
$a =$	0,511147	
$S(b) =$	0,000133446	
$S(a) =$	0,0000046	
$t =$	1 220 296 356 років	
$\epsilon_{\text{Nd}} =$	1,66	
$\Delta t =$	49 533 164 років	
$\Delta I_{\text{Nd}} =$	0,000011	
$I_{\text{Nd}} =$	0,511 147 \pm 0,000 011	

$\Delta\epsilon_{Nd} =$

0,22.

Висновок: абсолютний вік базальту складає 1220 ± 50 млн. років. $\epsilon_{Nd} = 1,7 \pm 0,2$, тому ймовірне джерело базальтової магми – диплетована верхня мантія. Враховуючи позитивне, але невелике за величиною значення ϵ_{Nd} , можна припустити наявність другого компоненту магми – типу CHUR.

Варіанти завдання

1. З допомогою Rb-Sr методу оцінити абсолютний вік t , почасове відношення I_{Sr} , похибки цих оцінок для біотитових порід Північної Ладogi:

Номер проби	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
	X	Y
4-Л	0,8584	0,7299
2-Л	1,2910	0,7403
3-Л	1,8367	0,7257
1-Л	3,9484	0,8128
5-Л	5,6027	0,8534

2. З допомогою Rb-Sr методу оцінити абсолютний вік t , почасове відношення I_{Sr} , похибки цих оцінок для гранітів Хімскірк в Тасманії:

Номер проби	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
	X	Y
1	1,550	0,7268
3	20,445	0,8200
5	20,610	0,8160
7	28,530	0,8642

3. З допомогою Rb-Sr методу оцінити абсолютний вік t , почасове відношення I_{Sr} , похибки цих оцінок для ріолітів Кумлай-Коксарекського прогину Тянь-Шаню:

Номер проби	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
	X	Y
100	99 42,76	0,87486
100	48,63	0,90236
103	44,88	0,88584
104	38,82	0,85795

Список літератури

1. Геологія з основами мінералогії /За ред.. Д.Г. Тихоненка.-К.:Вища школа, 2003.- 287 с.
2. Основи геоморфології / За ред.. О.М. Маринина.-К.: Вища школа, 2005.- 495 с.
3. Кузин М.Ф., Егоров Н.И. Полевой определитель минралов.-М.: Недра, 1974.-232 с.